ISSN 1728-3817 (загальний)
ISSN 1728-2713 (серійний)

ВІСНИК

КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

ГЕОЛОГІЯ

44

2008

ВІСНИК
КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

ISSN 1728-2713

ГЕОЛОГІЯ 44/2008

Засновано 1958 року

УДК 01.01+01.04+350+519+550+551+631.4

Розглядаються теоретичні, методичні проблеми моніторингу небезпечних геологічних процесів. Наведені приклади вирішення актуальних задач геофізики, гідрогеології, інженерної геології, загальної та історичної геології, геоінформатики, мінералогії, геохімії та петрографії.
Для наукових співробітників, викладачів, аспірантів та студентів.

The theoretical and methodical problems of monitoring of dangerous geological processes are considered. The examples of solving of actual tasks of geophysics, hydrogeology, engineering geology, general and historical geology, geological informatics, mineralogy, geochemistry and petrography are represented.
For scientists, lecturers, PhD students and students.

Адреса редколегії	03022, Київ-22, ГСП-1, вул. Васильківська, 90, геологічний факультет; ☎ (38044) 259 70 29
Затверджено	Вченою радою геологічного факультету 27.03.08 (протокол № 10)
Атестовано	Вищою атестаційною комісією України. Постанова Президії ВАК України № 1-05/7 від 09.06.99
Зареєстровано	Міністерством інформації України. Свідоцтво про державну реєстрацію КІ № 251 від 31.10.97
Засновник та видавець	Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Видавничо–поліграфічний центр «Київський університет» Свідоцтво внесено до Державного реєстру ДК №1103 від 31.10.02
Адреса видавця	01601, Київ-601, б-р Т.Шевченка, 14 кімн.43 ☎ (38044)239 31 72, 239 32 22; факс 239 31 28

ЗМІСТ

ВИПУСК 44

ГЕОФІЗИКА

ГЕОЛОГІЧНА ІНФОРМАТИКА

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ, МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ГЕОЛОГІЯ ТА ЕКОЛОГІЯ

CONTENTS

ISSUE 44

GEOPHYSICS

GEOLOGICAL INFORMATICS

GENERAL AND HISTORICAL GEOLOGY, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY AND PETROGRAPHY

HYDROGEOLOGY, ENGINEERING GEOLOGY AND ECOLOGY

ГЕОФІЗИКА

УДК 550.83:552.1:537

С. Вижва, д-р геол. наук, М. Рева, канд. фіз.-мат. наук, А. Гожик, канд. геол.-мін. наук, В. Онищук, асп., І. Онищук, канд. геол. наук

ПЕТРОЕЛЕКТРИЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ КЕРНУ СВЕРДЛОВИНИ ЧОРНОМОРСЬКОГО ШЕЛЬФУ

Розглядаються особливості методики та результати петроелектричних досліджень при вивченні складнопобудованих теригенних колекторів. Наведені результати визначення питомого електричного опору та його зв'язок з ємнісними властивостями пісковиків одного із інтервалів свердловини, пробуреної на чорноморському шельфі.

The features of method and results of petroelectrical investigation of complex-structured terrigenous reservoir are considered. The results of determination of specific electric resistance and its connection with capacity properties of sandstones of one of Black Sea shelf drilling interval are discussed in this article.

Вступ. Визначення геоелектричних властивостей гірських порід є важливим елементом комплексних досліджень розрізів нафтогазових свердловин. При цьому одним із найбільш інформативних параметрів є питомий електричний опір гірських порід (ρ). Він визначається: речовинним складом та текстурою породи; її нафто-, газо-, водонасиченістю; коефіцієнтом пористості; структурою ємнісного простору; мінералізацією пластових вод; температурою і тиском [1-5].

Визначення питомого електричного опору породи виконуються з метою уточнення меж зміни цього параметру для окремих типів і груп порід; виділення окремих стратиграфічних підрозділів, розрізів, фацій і геологічних регіонів; встановлення характеру залежності питомого опору порід від мінерального складу, структури, співвідношення фаз речовини, частоти і напруженості електричного поля; виявлення характеру зміни питомого електричного опору при епігенетичному перетворенні та метаморфізмі гірських порід.

Відомості, одержані в результаті лабораторних визначень питомого електричного опору порід, використовуються при виборі методів електрометрії свердловин та електророзвідки, при інтерпретації результатів цих досліджень а також для вирішення багатьох інших гірничо-геологічних задач.

Методика лабораторних петроелектричних досліджень. В лабораторних умовах питомий електричний опір гірських порід визначається шляхом вимірювання електричного опору зразка спеціальної форми, виготовленого з керну свердловини. При наших дослідженнях зразки мали форму циліндрів діаметром 30 мм і довжиною 30 мм. Електричний опір (Ом) зразка породи може бути виміряний багатьма способами, які розділяються на дві основні групи: безпосередньої оцінки (по приладах) і порівняння у рівноважному режимі. У кожній з названих груп існують модифікації прямих (приладом вимірюється електричний опір) і непрямих способів (приладом вимірюється різниця потенціалів на зразку (ΔU) та на еталонному опорі $R_{ет}$ ($\Delta U_{ет}$) у вимірювальному електричному ланцюзі, або різниці потенціалів на зразку (ΔU) та сили струму (I) з подальшим розрахунком опору зразка за формулами $R_{зр}=(\Delta U/\Delta U_{ет})\cdot R_{ет}$ або $R_{зр}=\Delta U/I$. Вимірювання можуть бути виконані як на постійному, так і на змінному струмах. При використанні прямих способів безпосередньої оцінки опору на постійному струмі вимірювання проводяться омметром (мегаомметром, тераомметром); при застосуванні непрямих способів на постійному струмі, вимірювання здійснюються вольтметром, вольтметром-амперметром, вольтметром-амперметром з охоронним кільцем, вольтметром – електрометром. При непрямих способах вимірювань на змінному струмі використовують вольтметр і вольтметр-амперметр.

Лабораторні електрометричні вимірювання зразків пісковиків однієї із продуктивних свердловин чорноморського шельфу виконані при температурі 20° С за допомогою цифрового тераомметра С.А 6547, який дозволяє виконувати високоточні вимірювання електричного опору в діапазоні від 10 кОм до 10 ТОм з цифровим записом на ЕОМ за спеціальною програмою та комплекту апаратури "ЭРА" на постійному та змінному струмі по двохелектродній схемі. Циліндричні зразки при вимірюванні вставлялися в спеціальний кернотримач з електродами, що не поляризуються (виготовлені із спеціальної графітизованої гуми). Середня відносна похибка визначення електричного опору складала 3,2 %.

В процесі електрометричних досліджень в даній роботі питомий електричний опір зразка визначався за формулою

$$\rho=\frac{R}{\frac{1}{d}+\frac{4l}{(\pi d^2/4)}}, \qquad (1)$$

де *l* – довжина циліндричного зразка, *d* – діаметр циліндричного зразка, *R* – електричний опір системи "опір зразка + перехідний опір електродів".

Параметр пористості Р визначався за формулою

$$P=\rho_{вп}/\rho_{в}, \qquad (2)$$

де $\rho_{вп}$ – питомий опір на 100 % водонасиченої породи, $\rho_{в}$ – питомий опір води.

Результати електрометричних досліджень. Виконані дослідження питомого електричного опору 12 зразків (пісковик аркозовий із глауконітом – зразки 2а, 2б, 2в, 4а, 4б; пісковик кварцовий із глауконітом – зразки 6а, 6б; пісковик із глауконітом – зразки 8а, 8б, 8в, 10а, 10б), що відібрані в інтервалі 2439 – 2672 м однієї із свердловин Чорноморського шельфу.

За результатами лабораторних вимірювань встановлено, що значення питомого електричного опору, виміряні на зразках до їх екстрагування, складають від 44 до 387 Ом*м при середньому значенні 122 Ом*м. При цьому найнижчі опори мають зразки 4, 6, 8, найбільші – зразки 2, 10, а зразок 2 характеризується значною неоднорідністю за питомим електричним опором (інтервали опробування приведені в таб. 1).

Таблиця 1. **Електричні та ємнісні параметри досліджених пісковиків**

№ п/п	№ зразка	Лабораторний № зразка	Інтервал відбору керна, м	Відкрита пористість, %	Проникність, $фм^2$	Питомий електричний опір, Ом*м			
						до екстрагування	після екстрагування	насичені р-ном NaCl M=38,15 г/л	параметр пористості, P
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	2	2а	2439-2444	12,54	6,07	231,7	87879	3,73	17,9
2	2	2б	2439-2444	12,66	4,65	47,0	6592	3,34	16,0
3	2	2в	2439-2444	12,38	4,66	386,6	13166	3,81	18,2
	2	середнє	2439-2444	12,53	5,13	221,8	35879	3,63	17,4
4	4	4а	2591-2596	12,89	6,39	44,0	5788	3,32	15,9
5	4	4б	2591-2596	12,80	6,75	46,6	22366	3,36	16,1
	4	середнє	2591-2596	12,84	6,57	45,3	14077	3,34	16,0
6	6	6а	2596-2605	11,52	3,10	55,8	49662	3,57	17,1
7	6	6б	2596-2605	11,79	3,22	48,4	10653	3,44	16,5
	6	середнє	2596-2605	11,66	3,16	52,1	30158	3,51	16,8
8	8	8а	2658-2665	16,54	8,94	80,4	13222	2,28	10,9
9	8	8б	2658-2665	16,02	5,29	57,6	16814	2,29	11,0
10	8	8в	2658-2665	16,11	5,17	57,1	12035	2,22	10,6
	8	середнє	2658-2665	16,23	6,46	65,0	14024	2,26	10,8
11	10	10а	2665-2672	18,36	5,82	229,7	20312	2,15	10,3
12	10	10б	2665-2672	17,46	5,35	173,3	21317	2,10	10,1
	10	середнє	2665-2672	17,91	5,59	201,5	20815	2,12	10,2

Питомий електричний опір мінерального скелета досліджених пісковиків змінюється від $5{,}8\cdot10^3$ до $88\cdot10^3$ Ом*м при середньому значенні $23{,}388\cdot10^3$ Ом*м. При цьому спостерігаються варіації значень питомого опору зразків 2, 4, 6, що пояснюється неоднорідностями в текстурі пісковиків (наявність глинистих і піщанистих прошарків та їх невпорядкованість). Пісковики представлені зразками 8, 10 відмічаються відносно однорідними значеннями питомого опору (див. таб. 1).

При насиченні пісковиків розчином NaCl з мінералізацією 38,15 г/л (модель пластового флюїду) за електрометричними даними досить чітко виділяються дві їх групи: перша в інтервалі 2658 – 2672 м (зразки 8, 10), що характеризується значеннями питомого електричного опору 2,10 – 2,28 Ом·м та параметра пористості 10,1 – 10,9, і друга група в інтервалі 2439 – 2605 м (зразки 2, 4, 6) з питомим опором 3,32 – 3,81 Ом*м та значеннями параметра пористості 15,9 – 18,2. До речі ці групи виділяються і за значеннями відкритої пористості (див. таб. 1).

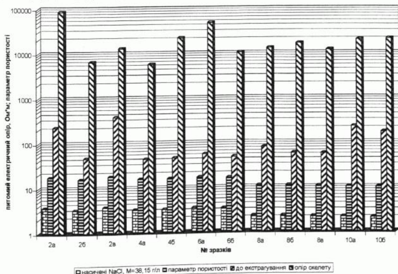


Рис. 1. Гістограма розподілу питомих електричних опорів та параметра пористості (при температурі 20° С) в залежності від умов вимірювання (стану зразків)

Визначення питомого електричного опору при відгонці залишкової води на центрифузі ОС-6М (від 1000 до 6000 об/хв. з кроком 1000 об/хв., прискорення від 1,5 g до 50 g) дало змогу встановити кореляційні залежності питомого опору пісковиків від їх водонасичення:

група 1 ρ=16,2277*exp(-0,0198*x); r=-0,9576; група 2 ρ= 36,8159*exp(-0,0236*x); r=-0,9359 (рис. 2).

Ця залежність має експоненціальний характер та високий коефіцієнт кореляції. При цьому чітко виділяються вищеозначені дві групи пісковиків.

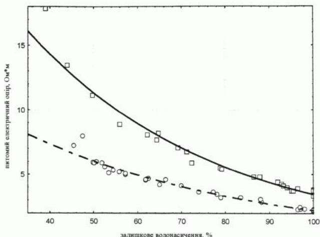


Рис. 2. Кореляційна залежність питомого електричного опору пісковиків від їх водонасичення (група 1 (пунктирна лінія); інтервал 2658 – 2672 м; середня пористість 17 %; середня проникність 6,2 фм^2; група 2 (суцільна лінія) інтервал 2439 – 2605 м; середня пористість 12 %; середня проникність 5,2 фм^2)

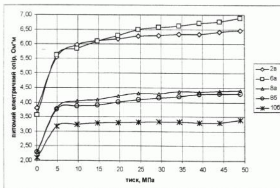


Рис. 3. Графік залежності зміни питомого електричного опору пісковиків з інтервалів 2439 – 2444 м (зразок 2в), 2596 – 2605 м (зразок 6а), 2658 – 2665 м (зразок 8а, 8б) та 2665 – 2672 м (зразок 10б) від тиску (лабораторні умови, t=20° С)

Характер зміни питомого електричного опору пісковиків ($\rho_{вп}$) при зміні тиску від атмосферного до 49 МПа в лабораторних умовах представлено на рис. 3. Аналіз графіків залежності питомого електричного опору від тиску показує, що відбувається досить значне зростання $\rho_{вп}$ при зміні тиску від атмосферного до 4,9 МПа, яке складає для пісковиків 1 групи (зразки 8, 10) від 57 % до 67 %, а для другої групи (зразки 2, 4, 6) – від 46 % до 51 %. При подальшому підвищенню тиску, ріст питомого електричного опору сповільнюється при цьому градієнт його росту на 4,9 МПа складає, в середньому, для пісковиків 1 групи від 10 % до 13 %, а для другої групи –13 % – 14 %. На думку авторів це викликано закриттям деяких пор (в основному тріщин) внаслідок дії зовнішнього тиску. Відкрита пористість під дією зовнішнього тиску зменшується на 0,8 – 0,9 % (для 1 групи) та на 0,5 – 0,8 % (для 2 групи) для пластових умов (Р=33,5 – 36,3 МПа).

Вимірювання питомого електричного опору під тиском дало можливість оцінити питомий електричний опір досліджених пісковиків в пластових умовах:

для аркозового пісковика тонкозернистого з інтервалу 2439 – 2444 м (зразок 2) питомий опір складає 2,6 Ом*м (пластовий тиск 33,5 МПа при температурі 85° С);

для пісковика кварцового, з глауконітом, дрібнозернистого з інтервалу 2596 – 2605 м (зразок 6) питомий опір

складає 1,5 – 1,55 Ом*м (пластовий тиск 36,3 МПа при температурі 100° С)

для дрібнозернистого пісковика з інтервалу 2658 – 2665 м (зразок 8) питомий опір складає 1,5 – 1,55 Ом*м (пластовий тиск 36,3 МПа та температура 102° С);

для тонкозернистого пісковика з інтервалу 2665 – 2672 м (зразок 10) питомий опір складає 1,2 Ом*м (пластовий тиск 36,3 МПа при температурі 102° С).

Висновки. За електрометричними даними досить чітко виділяються 2 групи пісковиків: перша в інтервалі 2658 – 2672 м (зразки 8, 10), що характеризується значенням питомого електричного опору 2,10 – 2,28 Ом*м та значеннями параметра пористості 10,1 – 10,9, і друга група в інтервалі 2439 – 2605 м (зразки 2, 4, 6) з питомим опором 3,32 – 3,81 Ом*м та значеннями параметра пористості 15,9 – 18,2.

Залежність питомого опору пісковиків від їх водонасичення має експоненціальний характер та високий коефіцієнт кореляції. При цьому також чітко виділяються вищеозначені дві групи пісковиків.

Вимірювання питомого електричного опору під тиском дало можливість оцінити питомий електричний опір досліджених пісковиків в пластових умовах, який складає від 2,6 Ом*м для аркозового пісковика тонкозернистого з інтервалу 2439 – 2444 м (зразок 2) до 1,2 Ом*м для тонкозернистого пісковика з інтервалу 2665 – 2672 м (зразок 10). Пісковики з інтервалу 2596 – 2665 м (зразки 6, 8) мають проміжні значення питомого електричного опору 1,5 – 1,55 Ом*м.

Питомий електричний опір порід-колекторів є важливою характеристикою стану гірських порід і слугує одним із критеріїв при виділенні перспективних інтервалів.

Досліджені пісковики за величиною параметра пористості відносяться до III класу колекторів – пористість середня [1].

Дана робота розглядається авторами як методична розробка, основним завданням якої є відпрацювання методики досліджень електричних характеристик порід-колекторів Чорноморського шельфу та встановлення зв'язків між електричним опором і ємнісно-фільтраційними характеристиками з врахуванням свердловинних умов (тиску і температури). Для побудови повноцінної петроелектричної моделі порід-колекторів та встановлення залежностей "керн – геофізика" обсяг досліджень необхідно значно розширити.

1. *Дахнов В.Н.* Геофизические методы определения коллекторских свойств и нефтегазонасыщения пород. – Москва: Недра, 1975. 2. Петрофизика. Справочник. /Под ред. Н.Б. Дортман / ч.1. – Москва: Недра, 1992. 3. Петрофизика. Справочник. /Под ред. Н.Б. Дортман / ч.2. – Москва: Недра, 1992. 4. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. Справочник геофизика. – Москва: Недра, 1984. 5. *Пархоменко Э.И.* Электрические свойства горных пород. – Москва: Наука, 1965.

Надійшла до редколегії 22.02.08.

УДК 550.830

Г. Продайвода, д-р фіз.-мат. наук, Т. Продайвода, асп.

ВИЗНАЧЕННЯ АНОМАЛЬНО ВИСОКИХ ПЛАСТОВИХ ТИСКІВ ЗА ДАНИМИ ВСП

Розглядається метод, який дозволяє визначити зону аномально високих пластових тисків і отримати кількісну оцінку пористості та порового тиску. Визначені термопружні властивості та їх похідні по тиску і температурі глинистих мінералів каолініту, гідрослюди і монтморилоніту на штучних зразках глин мономінерального складу.

The method for determination of extra pressure zone, which provides quantitative estimation of porosity and pore pressure. Thermoelastic properties and their derivatives by pressure and temperature of kaolinite, hydromica, montmorilonite minerals are defined on artificial samples of monomineralic clays.

Проблема видобутку нафти та газу із глибокозалягаючих горизонтів з кожним роком стає все більш актуальною. Буріння свердловин на великі глибини, як правило, пов'язане із значними труднощами, які обумовлені наявністю на цих глибинах товщ із аномально високими тисками флюїдів. Для визначення порового тиску використовують дані польових сейсмічних і промислово-геофізичних досліджень. Для оцінки пластових і порових тисків необхідні надійні дані про термопружні властивості основних глинистих мінералів. Таких даних в літературних джерелах дуже мало. В зв'язку з цим нами були визначені термопружні властивості глинистих мінералів каолініту, гідрослюди і монтморилоніту шляхом інверсії експериментальної залежності швидкості повздовжніх хвиль від тиску і температури на штучних зразках чистих глин мономінерального складу за даними роботи [1].

Для цього використовувався новий метод визначення термопружних і пружних модулів мінералів та їх похідних по тиску і температурі, який детально описаний в роботі [2].

При чисельних розрахунках враховувалась мінералізація води, яка суттєво впливає на характер зміни швидкості повздовжньої хвилі. Швидкість пружних хвиль у мінералізованій воді з ростом температури до 75 °С спочатку збільшується, а при її подальшому зростанні монотонно зменшується. Для оцінки швидкості розповсюдження повздовжньої хвилі V_p у мінералізованій воді при зміні концентрації, тиску і температури використовувались регресійне рівняння:

$$V_p = 14.10 + 4.21T - 0.037T^2 + 1.14C + 0.18P, \quad (1)$$

де T - температура води, $^{\circ}C$; C - мінералізація води, %, P - гідростатичний тиск, кг/см^2.

При стисканні ефективні швидкості повздовжніх і поперечних хвиль зростають, але відношення V_p/V_s у гідрослюди і каолініту зменшується із ростом тиску. Ефективні модулі пружності K^* і G^* монотонно зростають при збільшені тиску.

Ефективні швидкості повздовжніх і поперечних хвиль штучних зразків глинистих мінералів при нагріванні зменшуються, але відношення V_p/V_s спочатку зростає, а потім монотонно зменшується. Аналогічний характер залежнос-

ті спостерігається і для ефективного модуля стискання K^*, але ефективний модуль зсуву G^* з ростом температури монотонно зменшується.

Визначені за даними інверсії осереднені термопружні властивості та їх похідні по тиску і температурі гідрослюди, монтморилоніту і каолініту наведені в табл. 1. Надійність одержаних оцінок модулів об'ємного стискання і зсуву оцінювалась шляхом співставлення їх із величинами швидкостей повздовжніх хвиль цих мінералів, які одержані із множинної регресійної залежності для інтервального часу повздовжніх хвиль встановленої на основі обробки експериментальних даних [4]:

$$\Delta T = A + B\omega_\Sigma + C\omega_\Sigma^2 + D\omega_\Sigma^3, \qquad (2)$$

де ω_Σ – сумарна водонасиченість зразків глинистих мінералів,

A, B, C, D – емпіричні коефіцієнти за даними роботи [4].

Таблиця 1. **Пружні модулі і коефіцієнти термічного розширення твердого скелету глинистих мінералів і їх похідні по тиску і температурі, які одержані за даними інверсії залежності швидкості повздовжніх хвиль від тиску і температури штучних зразків мономінеральних глин (за даними роботи [3])**

Мінерал	Модулі об'ємного стискання і зсуву та їх похідні по тиску і температурі						Щільність, $г/см^3$	Коефіцієнти лінійного розширення і їх похідні по тиску і температурі			Швидкості повздовжніх хвиль $Vp, км/с$ (в чисельнику за даними інверсії, а в знаменнику експериментальні дані [4])
	$K, ГПа$	$\frac{\partial K}{\partial P}$	$\frac{\partial K}{\partial T}\cdot 10^{-3}$ $\frac{ГПа}{^0C}$	$G, ГПа$	$\frac{\partial K}{\partial P}$	$\frac{\partial G}{\partial T}\cdot 10^{-3}$ $\frac{ГПа}{^0C}$		$\alpha, {}^0C^{-1}$	$\frac{\partial \alpha}{\partial P}\cdot 10^{-3}$ $\frac{ГПа}{^0C}$	$\frac{\partial \alpha}{\partial T}\cdot 10^{-8}$ $\frac{ГПа}{^0C}$	
Гідрослюда	21,8	0,45	-0,09	8,6	0,03	-0,03	2,52	14,7	-1	5,0	3,61 / 3,66
Монтморилоніт	15,1	0,7	-0,06	6,8	0,3	-0,01	2,35	14,0	-1	2,7	3,21 / 3,10
Каолініт	32,3	1,1	-	10,6	0,5	-	2,54	-	-	-	4,28 / 3,91

Згідно з експериментальними даними роботи [4] швидкість повздовжніх хвиль в каолініті в інтервалі тисків 0,05-0,1 ГПа зростає значно швидше, ніж у інших глинистих мінералах, що пояснюється особливостями їх кристалохімічної структури.

Найбільша величина пружних модулів K і G характерна для каолініту: K=32.3 ГПа і G=10.6 ГПа. Величина пружних модулів гідрослюди, основної складової глин, дещо нижча K=21.8 ГПа і G=8.6 ГПа. За величиною коефіцієнта лінійного розширення гідрослюда і монтморилоніт майже не відрізняються.

Інтервали геологічного розрізу із аномально високим пластовим тиском називають зоною АВПТ. Тиски флюїдів всередині таких зон можуть перевищувати гідростатичні в 1.5-2 рази. Всередині зони АВПТ можуть існувати значні латеральні зміни тиску, але вона в цілому характеризується підвищеним пластовим тиском флюїдів. Можливість застосування сейсмоакустичних методів для прогнозування АВПТ визначається зменшенням швидкості розповсюдження сейсмічних хвиль порівняно із нормальним значенням швидкостей для даної глибини залягання. Величина зміни швидкості залежить від величини збільшення внутрішнього тиску флюїдів і від величини збільшення пористості порід.

Вважається, що ефективний літостатичний тиск на породу визначається як різниця між повним тиском вищезалягаючої товщі гірських порід P_c і тиском пластового флюїду P_p. Якщо змінюються обидва тиски - і вищезалягаючих порід і пластового флюїду, то суттєвий вплив на швидкості розповсюдження хвиль здійснює різниця між ними, тобто

$$\Delta P = P_c - P_p. \qquad (3)$$

Проте в дійсності, як доведено експериментально, істинне співвідношення між цими тисками має такий вигляд:

$$\Delta P = P_c - nP_p, \qquad (4)$$

де - $n = \beta_p - \frac{\beta_m}{\beta_p}$ коефіцієнт внутрішньої деформації, β_p - об'ємна стискаємість всієї породи, а β_m - стискаємість матриці породи. Величина n змінюється у різних гірських породах і, крім того, є функцією P_c.

Для визначення зони АВПТ нами були використані дані ВСП в свердловині, яка розташована на території північно-східного Передкавказзя [4]. Значення інтервальних швидкостей сейсмічних хвиль в глинистій частині розрізу має аномальний характер. У випадку нормального закону ущільнення порід і при відсутності АВПТ швидкості сейсмічних хвиль в глинистих породах повинні закономірно зростати із глибиною.

На рис.1. наведені результати чисельних розрахунків швидкостей поперечних хвиль і відношення V_p/V_s в геологічному розрізі глинистих порід свердловини за даними інверсії, які свідчать про складний аномальний характер зміни цих параметрів з глибиною у глинистій частині розрізу і підтверджують наявність зони АВПТ та свідчать про зміну пластового тиску.

На рис. 2 наведені результати визначення порового і ефективного пластового тиску в свердловині Передкавказзя в глинистій частині геологічного розрізу за даними інверсії.

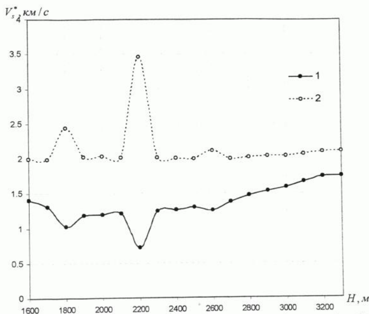


Рис. 1. Залежність ефективної швидкості поперечної хвилі і відношення швидкості повздовжної хвилі до швидкості поперечної хвилі в свердловині Передкавказзя за даними інверсії. 1 – V_s^*, 2 - V_p^*/V_s^*

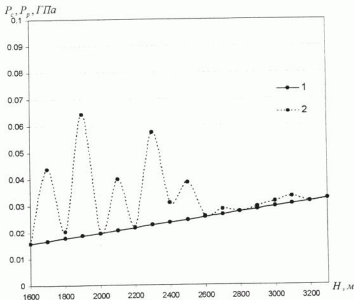


Рис. 2. Графік зміни літостатичного тиску (1) і порового тиску (2) флюїду в глибинній частині розрізу свердловини Передкавказзя за даними інверсії

Як видно із наведених даних, у глинистому розрізі спостерігається аномально високий поровий тиск (рис. 2, крива 2), величина якого змінюється з глибиною не регулярно. Зміни порового тиску і швидкостей корелюються із змі-

нами коефіцієнта пористості. За даними ГДС спостерігається відносне збільшення пористості у зонах аномального пластового тиску.

Таким чином, запропонований метод забезпечує визначення не лише положення верхньої границі зони АВПТ, але і кількісну оцінку пористості і порового тиску, що забезпечує суттєве підвищення ефективності виявлення зон АВПТ за даними сейсмоакустики та кількісну оцінку параметрів структури порового простору.

1. *Burns D.R., Cheng C.H., Wilkens R.H.* Sandstone Pore Aspect Ratio Spectra from Direct Observation and Velosity Inversion // J.Rock Mech. Sci. & Geomech. Abstr. Vol.27, No. 4, 1990. 2. *Продайвода Г.Т., Маслов Б.П., Вижва С.А.* Математичне моделювання впливу тиску і температури на швидкості пружних хвиль гірських порід // Геофиз. журн., 2000, №3. 3. *Cheng C.H., Toksoz M.N.* Inversion of seismic velocities for the Pore Aspect Ratio Spectrum of a Rock. 4. *Александров Б.Л.* Аномально-высокие пластовые давления в нефтегазоносных бассейнах.- М.: Недра.

Надійшла до редколегії 02.12.07.

УДК 620.197.5

В. Лукович, д-р техн. наук

МАТЕМАТИЧНЕ МОДЕЛЮВАННЯ ПРОЦЕСУ ПОЛЯРИЗАЦІЇ ТРУБОПРОВОДУ

Побудована математична модель розрахунку параметрів системи катодного захисту магістрального трубопроводу в процесі поляризації. В моделі розраховано величини густини струму, поляризаційного потенціалу та поляризаційного опору в долі поверхні труби, яка має безпосередній контакт з електропровідним середовищем. Розрахунки проведено при умові, що величина цієї долі відома. Залежність між градієнтом потенціалу та струмом на межі метал-електроліт визначається за даними поляризаційної кривої.

A mathematical model of calculation of parameters of a cathode protection system of a main pipeline during polarization process is built. In the model, values of current density, polarization potential and polarization rezistance in the part of a pipe surface which has direct contact with electroconductive medium, are calculated. The calculations are done under the condition that the value of this part is known. The dependence between the potential gradient and the current at the metal-electrolyte interface is determined using the data from the polarization curve.

Для розрахунку параметрів електрохімічного захисту магістральних трубопроводів використовують величину перехідного опору протикорозійного покриття. Цією величиною оцінюють не стільки якість матеріалу, з якого виготовлене покриття, скільки величину долі пошкоджень його поверхні. Тому в запропонованій математичній моделі замість величини перехідного опору використано долю площі пошкоджень цього покриття, обернена величина якої практично дорівнює величині перехідного опору. Це також деяка середня величина на заданому відрізку. Алє з використанням її ми маємо можливість розрахунку густини струму, середня величина якої близька до величини струму в пошкодженнях. При цьому виникає також можливість використати дані поляризаційної кривої для визначення величини поляризаційного потенціалу та поляризаційного опору.

При побудові математичної моделі поля системи катодного захисту знехтуємо величиною струму, який проходить з електропровідного середовища на трубу через непошкоджене покриття, тобто, враховуватимемо тільки струм, який проходить на трубу лише через пошкодження в ізоляції. Опір непошкодженого протикорозійного покриття настільки великий, що величина струму, який проходить крізь нього, буде на декілька порядків меншою від того, який проходить через пошкодження. Для спрощення моделі розглядатимемо осесиметричну задачу.

Виберемо систему координат *Oxyz* так, щоб площина *xOy* лежала на поверхні землі, яку вважатимемо плоскою. Площина *xOz* проходить через вісь труби, а площина *yOz* проходить через одне з заземлень, які позначимо точками. Вважатимемо грунт, протикорозійне покриття та трубу однорідними. Розмістимо катодні перетворювачі з заземленнями вздовж труби на відстані $2L$ один від одного. Допустимо, що доля пошкоджень – величина стала (позначимо її через ε_0). З врахуванням симетрії задачі потенціал U в довільній точці шару грунту $[-L, L]$ ззовні труби задовільняє рівнянню [1]

$$U=\frac{\rho}{2\pi}I_a\sum_{n=-\infty}^{\infty}\left[(x-x_a+2nL)^2+(y-y_a)^2\right]^{-\frac{1}{2}}-\frac{\rho}{4\pi}\sum_{n=-\infty}^{\infty}\varepsilon_0\int_{-L}^{L}J(\xi)\sum_{l=0}^{1}\left[(x-\xi+2nL)^2+y^2+\left(z-(-1)^l h\right)^2\right]^{-\frac{1}{2}}d\xi, \quad (1)$$

Обмежившись в (1) значеннями n = -1, 0, 1, з достатньою для практики точністю отримаємо:

$$U=\frac{\rho}{2\pi}I_a\sum_{n=-1}^{1}\left[(x-x_a+2nL)^2+(y-y_a)^2\right]^{-\frac{1}{2}}-\frac{\rho}{4\pi}\sum_{n=-1}^{1}\varepsilon_0\int_{-L}^{L}J(\xi)\sum_{l=0}^{1}\left[(x-\xi+2nL)^2+y^2+\left(z-(-1)^l h\right)^2\right]^{-\frac{1}{2}}d\xi, \quad (2)$$

де ρ – величина питомого опору грунту, I_a – величина струму зеземлення, координати якого x_a, y_a,z_a=0 (глибиною розміщення аноду нехтуємо), $J(x)$ – густина струму трубопроводу, координати осі якого $x=\xi$, $y=0$, $z=h$. Зауважимо, що вирази (1) і (2) відрізняються від аналогічних їм в роботі [1] лише множником ε_0, яким виділяється з інтеграла від $-L$ до L лише та доля поверхні труби, яка має безпосередній контакт з навколишнім середовищем. Оскільки більшість пошкоджень мають дуже малі розміри й розміщені по всій поверхні труби, то розрахунки, проведені за допомогою виразів (1) і (2), мало відрізняються від аналогічних їм, але отриманих з виразів, які описують реальну картину поля.

На зовнішній поверхні труби (на межі між трубою та навколишнім середовищем) вираз (2) матиме вигляд

$$U_a=\frac{c}{2p}I_a\sum_{n=-1}^{1}\left[(x-x_a+2nL)^2+y_a^2\right]^{-\frac{1}{2}}-\frac{c}{4p}\sum_{n=-1}^{1}e_0\int_{-L}^{L}J(o)\sum_{l=0}^{1}\left[(x-o+2nL)^2++W_l^2\right]^{-\frac{1}{2}}do, \quad (3)$$

де

$$W_l=\begin{cases}a, & l=0;\\ 2h, & l=1,\end{cases}$$

a – радіус труби.

На поверхні труби потенціал U_T визначається з рівняння [1]

$$U_T = U_{T0} + \begin{cases} -\rho_T \varepsilon_0 x \int\limits_{-L}^{x} J(\xi) d\xi - \rho_T \varepsilon_0 \int\limits_{x}^{0} \xi J(\xi) d\xi, \ x < 0; \\ \rho_T \varepsilon_0 \int\limits_{0}^{x} \xi J(\xi) d\xi + \rho_T \varepsilon_0 x \int\limits_{x}^{L} J(\xi) d\xi, \ x \geq 0, \end{cases} \quad (4)$$

де U_{T0} - потенціал труби в точці x=0.

Доповнимо систему рівнянь (3), (4) співвідношенням, яке зв'язує величини U_a, U_T та J на межі між поверхнею труби та електропровідним середовищем [1]

$$U_a - U_T + \text{ц}_{cm} = R_p J \ , \quad (5)$$

де φ_{cm}-стаціонарний потенціал металу, R_p – опір на цій межі. Зауважимо, що з врахуванням долі пошкоджень протикорозійного покриття величина J в (5) чисельно дорівнює густині струму саме в цих пошкодженнях. Те саме стосується лівої частини рівняння (5). Тому залежність між компонентами його знаходимо з даних поляризаційної кривої. На рис. 1 зображена поляризаційна крива, побудована за даними вимірювань, опублікованих в [2]. З рис. 1 видно, що з наближенням величини $F_{пол}$ до 0,55 В величина J прямує до нуля, тобто $U_T - U_a$ наближається до φ_{cm}. Позначивши $U_a - U_T$ через -$F_{пол}$, з виразу (5) отримаємо

$$R_p = \frac{-F_{пол} + \text{ц}_{cm}}{J} . \quad (6)$$

Рис. 1. Поляризаційна крива

Зведемо рівняння (3) – (5) до одного. Для цього віднімемо від (3) вираз (4) і замість різниці підставимо її значення з (5). В результаті отримаємо

$$R_p J + \frac{\text{с}}{4\text{р}} \sum_{n=-1}^{1} \text{е}_0 \int\limits_{-L}^{L} J(\text{о}) \sum_{l=0}^{1} \left[(x - \text{о} + 2nL)^2 + W_l^2 \right]^{-\frac{1}{2}} d\text{о} + f(x, \text{о}) + U_{T0} = \frac{\text{с}}{2\text{р}} I_a \sum_{n=-1}^{1} \left[(x - x_a + 2nL)^2 + y_a^2 \right]^{-\frac{1}{2}} - \text{ц}_{cm} , \quad (7)$$

де

$$f(x, \text{о}) = \begin{cases} -\text{с}_T \text{е}_0 x \int\limits_{-L}^{x} J(\text{о}) d\text{о} - \text{с}_T \text{е}_0 \int\limits_{x}^{0} \text{о} J(\text{о}) d\text{о}, \ x < 0; \\ \text{с}_T \text{е}_0 \int\limits_{0}^{x} \text{о} J(\text{о}) d\text{о} + \text{с}_T \text{е}_0 x \int\limits_{x}^{L} J(\text{о}) d\text{о}, x \geq 0. \end{cases}$$

Рівняння (7) містить невідомі J, R_p та U_{T0}. Величину J знайдемо з співвідношення (7). Величину R_p отримаємо з виразу (6), в якому залежність між $F_{пол}$ та J визначимо за допомогою поляризаційної кривої (див. рис. 1). Для знаходження U_{T0} побудуємо рівняння

$$\int\limits_{-L}^{L} \text{е}_0 J(\text{о}) d\text{о} = I_a , \quad (8)$$

фізичний зміст якого такий: величина струму катодного перетворювача дорівнює сумарній величині струму, який натікає на трубу на ділянці [-L, L]. В результаті отримаємо систему (7), (8) для знаходження невідомих J, R_p та U_{T0}. Шукатимемо їх за допомогою ітерацій. На першій ітерації приймемо R_p = 0, що відповідає початку поляризації (труба не встигла заполяризуватись). З системи (7), (8) знаходимо J та U_{T0}. За величиною J з виразу (6) та поляризаційної кривої (рис. 1) знаходимо R_p і підставляємо в (7). Повторюємо ітерації до тих пір, поки попереднє значення R_p практично не співпаде з наступним. Результати проміжних ітерацій при цьому ілюструють процес поляризації.

За дискретним аналогом моделі (7), (8) розроблені алгоритм і програма й проведені розрахунки поляризації відрізка трубопроводу довжиною 9 км з такими геометричними та фізичними параметрами труби й середовища, в якому вона знаходиться: діаметр труби – 1020 мм; товщина стінки труби 10 мм; глибина залягання (відстань від осі труби до поверхні землі) 2 м, доля пошкоджень поверхні протикорозійного покриття 0,001; величина струму катодного перетворювача 0,2 А; відстань до анодного заземлення 300 м; величина питомого опору ґрунту 20 Ом*м. На рис.2 зображені графіки зміни густини струму в процесі поляризації. На початку поляризації вона досить велика в околі точки дренажу й досить мала на кінцях зони захисту. В процесі виходу на стаціонарний режим вона поступово зменшується в околі точки дренажу й збільшується на кінцях зони захисту.

Аналогічно змінюється поляризаційний потенціал, графіки якого зображені на рис.3.

Поляризаційний опір, навпаки, найменший в околі точки дренажу й найбільший на кінцях зони захисту на початку поляризації (див. рис. 4).

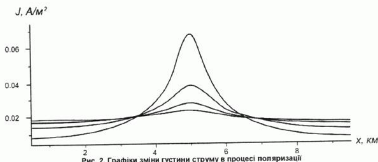


Рис. 2. Графіки зміни густини струму в процесі поляризації

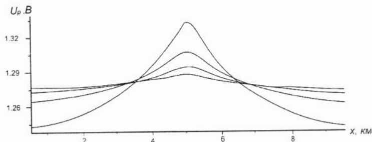


Рис. 3. Графіки зміни поляризаційного потенціалу в процесі поляризації

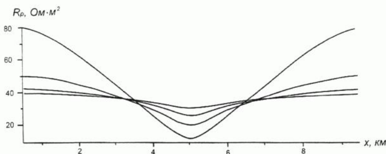


Рис. 4. Графіки зміни поляризаційного опору в процесі поляризації

В процесі виходу на стаціонарний режим графік його поступово вирівнюється.

Отже, замінивши в розрахунках параметрів катодного захисту величину перехідного опору протикорозійного покриття величиною долі пошкоджень цього покриття, ми маємо можливість використати в розрахунках залежність між градієнтом потенціалу та струмом на межі метал-електроліт за поляризаційною кривою. Завдяки такій заміні в даній роботі промодельовано процес поляризації відрізка [-*L*, *L*] магістрального трубопроводу. Зауважимо, що зображені на рис. 2 – 4 графіки лише ілюструють характер зміни густини струму, поляризаційного потенціалу та поляризаційного опору в процесі поляризації. Для відображення самого процесу поляризації необхідно провести дослідження залежності ввеличини R_p від часу поляризації.

Зауважимо також, що в запропонованій математичній моделі небайдуже, яку поляризаційну криву використати в розрахунках. Характеристики сталі й електроліту, за якими вона побудована, повинні бути близькими до тих, в яких знаходиться дана ділянка траси магістрального трубопроводу.

1. Электрохимическая защита трубопроводов от коррозии / Остапенко В. Н., Ягупольская Л.Н., Лукович В.В. и др. – К.: Наукова думка, 1988. 2. *Шевць В.А.* Фізико-хімічні властивості протекторного сплаву АЦКМ та конструкційних сталей Х70, $С_Т3$./ Дисертація канд. хім. наук. ЛПМ АН України. – К. – 1993.

Надійшла до редколегії 10.03.08.

УДК 550.834

Д. Безродний., асист.

МАТЕМАТИЧНЕ МОДЕЛЮВАННЯ ТЕКТОНОФАЦІЙ МЕЗОЗОНИ НА ОСНОВІ АКУСТИЧНОГО АНАЛІЗУ МЕТАМОРФІЧНИХ ПОРІД КРИВБАСУ

Моделювання тектонофацій мезозони здійснено для моделей «залізистий кварцит», «сланець біотитовий» і «кварцит біотитовий» при якому досліджено акустичні і пружні властивості метаморфічних порід при кліважуванні.

Design of tectonic facies of the mezozone is carried out for the models «ferrous quartzite», «slate of biotitoviy» and «quartzite of biotitoviy», with the investigation of the acoustic and resilient properties of metamorphic breeds by cleavage.

Тектонофаціальна методологія базується на парагенетичній основі, враховує PT - умови та реологічні властивості (характер деформації при тривалій дії напружень) середовищ, а також відповідні цим властивостям механізми дислокаційних перетворень порід [1]. При цьому використовується уявлення про *структурно-реологічні обстановки* – катазону, мезозону та первинну й вторинну епізони. Подібні обстановки певною мірою співвідносяться з відомими петрологічними зонами Грубенманна. Але від останніх відрізняються тим, що при їх виділенні, в першу чергу, враховуються реологічні фактори. *Мезозона* – це крихко-пластичне, а при великих деформаціях пластичне та навіть своєрідне в'язке, середовище, у межах якого дислокаційні перетворення порід відбуваються за участю динамометаморфізму зеленосланцьової фації [2], а в окремих випадках і в супроводі низько- та середньотемпературного метасоматозу.

За результатами тектонофаціального аналізу, що був виконаний О.І. Лукієнком, Є.І. Паталахою та В.В. Гончаром [1; 2] встановлено, що в Кривбасі крім добре вивченої крихкої розривної тектоніки широко розвинена і в'язка розривна тектоніка, яка тісно пов'язана із зональним метаморфізмом, що утворений амфіболітовою, епідот-амфіболітовою та зеленосланцьовою фаціями, і яка відіграє найбільш суттєву роль у формуванні тектонічної структури об'єкту досліджень [1-3].

З метою з'ясування впливу тектонічних деформацій на анізотропію акустичних і пружних властивостей метаморфічних порід Кривбасу було проведене математичне моделювання ефективних пружних постійних гірських порід із використанням багатокомпонентної моделі, яка була максимально наближена до будови реальних текстур метаморфічних порід, що зазнали неодноразових незворотних деформацій, техногенного впливу при бурінні свердловини і релаксації напруг при розвантаженні керна.

При інтерпретації даних експериментальних сейсмоакустичних досліджень основна задача полягає в реальній математичній оцінці вкладу кожного з цих факторів на ефективні акустичні і пружні властивості з подальшим застосуванням отриманих даних при вирішенні задач тектонофаціального аналізу.

Багатокомпонентна модель деформованої текстури гірської породи представляє собою матричну модель (твердий скелет) із орієнтованими включеннями у вигляді сфероїдів різного формату $\alpha = \frac{c}{a}$ (тут c, a – коротка і довга осі сфероїду). Кристалографічні осі сфероїдальних зерен породоутворюючих мінералів були орієнтовані вздовж осей сфероїду. Мікротріщини моделювалися сфероїдами формату $\alpha = 10^3 \div 10^{-4}$. Це забезпечило можливість моделювання практично всіх типів текстур метаморфічних порід Кривбасу.

Для вирішення поставленої задачі застосовувався метод умовних моментних функцій із використанням розрахункової схеми Морі–Танака. Для чисельних розрахунків алгебраїчних компонент тензора $M_{\alpha\beta kl}$ в ромбічному наближенні застосовувалося чисельне інтегрування методом Гауса [4].

З метою відтворення реологічних механізмів та оцінки впливу різних стадій метаморфізму (фактично умов тиску і температури – PT-умов) на ефективні акустичні і пружні параметри метаморфічних порід КНГС (Криворізької надглибокої свердловини) і її полігону проведено моделювання різнорівневих тектонофацій для умов мезозони (кліваж).

При моделюванні за основу були прийняті результати тектонофаціального вивчення структури Кривбасу [1], мікро- і макроскопічні дослідження зразків гірських порід КНГС і її полігону, результати обробки електронно-мікроскопічних зображень шліфів та відповідні шкали тектонофацій, що розроблені для катазони за мезо- і мікро ознаками, мезозони за характером кліважування порід [5].

В першу чергу враховувалися наступні ознаки тектонофацій:

- кут між великими площинами (ав) плоских зерен породоутворюючих мінералів та віссю а (лінійністю);
- відношення а:с зерен породоутворюючих мінералів та мікро- і мезовключень;
- товщина мікролітонів;
- відношення «розплющення-видовження» (а:с) мікро- і мезотіл при кліважуванні;
- розміри блочків, уламків, тектонокластів.

Для PT-умов мезозони моделювання ефективних акустичних і пружних постійних метаморфічних порід КНГС було проведено для моделей „залізистий кварцит" (модель 1), „сланець біотитовий" (модель 2) і „кварцит біотитовий" (модель 3). Мінеральний склад сланцю біотитового модель 2: кварц – 25 %, біотит – 40 %, плагіоклаз – 35 % - зразок №5190, глибина відбору 1027 м; за результатами тектонофаціальних досліджень відповідає IX - X тектонофації мезозони. Модель 3 – кварцит біотитовий, мінеральний склад кварц – 88 %, біотит -12 %, зразок №10421/4, глибина відбору 2362 м, тектонофація VIII – IX мезозони.

При дослідженнях було враховано, що кліважування відбувалося як односистемне в'язке сколювання у супроводі локалізованої вздовж площин сковзання перекристалізації порід [3]. При цьому кліваж імітувався слабо розкритими тріщинами сфероїдального формату від α=0,7 для тектонофації I мезозони до α=0,005 для тектонофації X. Мікротріщини були орієнтовані довгою віссю вздовж осі x_3, при цьому сфероїдальні зерна породоутворюючих мінералів: кварцу, біотиту, амфіболу і плагіоклазу були орієнтовані хаотично з рівномірним розподілом вздовж осей x_1, x_2 і x_3 для тектонофацій I-IV. Для тектонофацій V – X, як і у випадку катазони, моделювання ефективних акустичних і пружних постійних метаморфічних порід КНГС було проведено з урахуванням факту збільшення однонаправленої оріє-

нтації зерен породоутворюючих мінералів вздовж осі x_3 від 40 % для тектонофації V до 90 % для тектонофації X. Формат одноорієнтованих зерен породоутворюючих мінералів для обраних моделей 1, 2, 3 змінювався від $\alpha=0{,}7$ для нижчих тектонофацій до $\alpha=0{,}03$ для тектонофацій IX – X. Концентрація мікротріщин ζ за результатами тектонофаціальних, петрографічних і електронно-мікроскопічних досліджень змінювалася від 4 %, для тектонофації I мезозони до 2 % для VIII тектонофації і складала 1 % для найвищої тектонофації X мезозони.

Результати математичного моделювання тектонофацій мезозони для моделі „залізистий кварцит" наведено у таблиці 1. Акустична і пружна симетрія текстури цієї моделі ромбічна аксіальна $\left(\mu_{11}^{*} < \mu_{22}^{*} < \mu_{33}^{*}; C_{11}^{*} < C_{22}^{*} < C_{33}^{*}; C_{44}^{*} > C_{55}^{*} > C_{66}^{*}\right)$ для тектонофацій I – VII, та ромбічна планальна $\left(\mu_{11}^{*} < \mu_{22}^{*} > \mu_{33}^{*}; C_{11}^{*} < C_{22}^{*} > C_{33}^{*}; C_{44}^{*} > C_{55}^{*} < C_{66}^{*}\right)$ для тектонофацій VIII – X. Коефіцієнт акустичної анізотропії A_μ спершу спадає для тектонофацій I – VII від 7,6 % до 4,7 % , а для високобальних тектонофацій VIII – X неухильно зростає і досягає величини майже 18 %. Значення цього параметру майже удвічі менше відповідного значення для цієї ж моделі в умовах катазони (32,6 %-тектонофація X катазони).

Параметри пружної анізотропії для моделі „залізистий кварцит" відповідно для тектонофацій I, V, VIII і X мезозони були представлені у вигляді стереопроекцій ізоліній вказівних поверхонь розглянутих вище пружних параметрів анізотропії.

Швидкість квазіповздовжної хвилі зменшується від максимального значення 6,55 км/с для тектонофації V до 4,6 км/с для тектонофації X мезозони. Зі збільшенням рівня тектонофацій області максимальних значень квазіповздовжної швидкості розташовуються в полярних областях, а зона мінімуму концентрується в центральній частині площини x_1 x_2. Для тектонофації X фазова швидкість квазіповздовжньої хвилі не залежить від азимутального кута.

Таблиця 1. **Результати математичного моделювання тектонофацій мезозони для моделі «залізистий кварцит»**

Пружні і акустичні параметри	Пружні постійні для моделей різних рівнів тектонофацій, [ГПа]						
	1 рівень	3 рівень	5 рівень	7 рівень	8 рівень	9 рівень	10 рівень
C_{11}	117,75	116,78	111,09	110,64	111,47	109,86	128,81
C_{22}	124,91	123,40	117,56	116,65	118,06	118,47	132,46
C_{33}	146,99	145,63	134,96	125,57	100,52	67,23	69,09
C_{44}	61,79	62,48	57,70	55,35	49,54	38,66	38,30
C_{55}	56,06	56,75	52,21	49,85	44,87	35,57	36,34
C_{66}	47,37	47,91	45,32	45,09	45,96	45,58	50,34
C_{12}	26,73	25,63	21,54	18,64	18,64	18,97	26,72
C_{13}	34,13	33,30	28,25	24,24	16,54	6,67	6,03
C_{23}	33,25	32,38	27,13	23,08	15,47	5,59	1,26
μ_{11}	70,90	70,69	66,32	65,08	63,76	59,96	63,31
μ_{22}	75,03	74,62	70,12	68,72	67,31	63,64	64,95
μ_{33}	84,90	84,55	77,83	73,06	61,44	61,64	42,22
$A\mu$	7,61	7,59	6,69	4,72	3,76	14,72	17,92
$S\mu$	1,06	1,06	1,06	1,06	1,04	1,04	1,50
$L\mu$	1,13	1,12	1,11	1,06	1,06	1,06	1,03

Різниця між „швидкою" і „повільною" квазіпоперечними хвилями змінюється не так істотно, як для відповідних тектонофацій катазони, і складає 0,35 км/с для тектонофації V та 0,62 км/с для найвищої тектонофації X. Явище розщеплення хвиль вдвічі менше, ніж для відповідних тектонофацій катазони. Для вищих тектонофацій існують напрямки, де розщеплення хвиль відсутнє.

Коефіцієнт диференціальної пружної анізотропії складає для моделі залізистого кварциту близько 6,5 % для V тектонофації і набуває свого максимуму 15,5 % для тектонофації X мезозони. Кількість екстремумів для цього параметру пружної анізотропії зменшується до одного вираженого мінімуму для вищих тектонофацій IX – X. Подібна ситуація повторюється і стереопроекціях вказівної поверхні кута відхилення вектора пружних зміщень від напрямку хвильової нормалі. Величина кута відхилення збільшується з ростом рівня тектонофацій і спостерігається локалізація мінімального екстремуму в центральній частині площини.

Моделювання ефективних акустичних і пружних постійних, а також параметрів анізотропії об'ємних пружних хвиль для моделі сланцю біотитового в PT-умовах мезозони дало наступні результати:

- акустична і пружна симетрія текстури моделі планальна ромбічна для всіх тектонофацій мезозони $\left(\mu_{11}^{*} < \mu_{22}^{*} > \mu_{33}^{*}; C_{11}^{*} < C_{22}^{*} > C_{33}^{*}; C_{44}^{*} < C_{55}^{*} < C_{66}^{*}\right)$ (рис. 1);
- коефіцієнт інтегральної акустичної анізотропії A_μ збільшується удвічі, від 19,3 % для тектонофації V до 38,7 % для тектонофації X;
- поведінка параметрів акустичної анізотропії L_μ і S_μ підтверджує виражений планальний характер текстури моделі і зростаюче значення коефіцієнту інтегральної акустичної анізотропії A_μ;
- швидкість квазіповздовжної хвилі зменшується від 6,8 км/с для тектонофації V до 6,5 км/с для тектонофації X з одним вираженим мінімумом для найбільш високобальних тектонофацій IX – X;
- максимальне значення різниці між „швидкою" і „повільною" модами квазіпоперечних хвиль становить близько 1,6 км/с для тектонофації V і набуває свого максимального значення 2,15 км/с для найвищих тектонофацій. Про-

цеси розщеплення хвиль інтенсивні, що підтверджує високу анізотропність моделі породи. Кількість екстремумів для цього параметру пружної анізотропії зменшується від 8 для середньобальних тектонофацій до 5 екстремальних точок (мінімумів) та звуження області їх розташування. Мінімумам відповідають значення від 0,25 км/с до 0,6 км/с, де ефект розщеплення хвиль поперечної поляризації найменший;

- коефіцієнт диференціальної пружної анізотропії змінюється від 25 % для тектонофацій I-V до 34 % для найвищої тектонофації X, що добре узгоджується зі значеннями інтегрального коефіцієнту акустичної анізотропії. Мінімум цього параметру становить 1,5 % для тектонофацій IX – X і, як і в деяких попередніх випадках свідчить, що в даному напрямку пружні властивості середовища мало відрізняються від найближчого до нього ізотропного середовища;
- факт зростання рівня анізотропії моделі „сланець біотитовий" зі збільшенням рівня тектонофацій мезозони підтверджують і стереопроекції ізоліній вказівних поверхонь кута відхилення вектора пружних зміщень від напрямку хвильової нормалі. Його величина змінюється в значних межах: від 20^0 для середніх тектонофацій до 55^0 для найбільш високобальних тектонофацій IX – X .

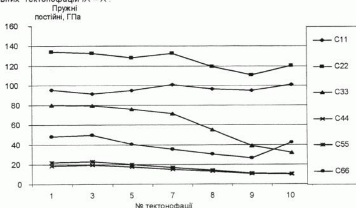


Рис. 1 Аналіз пружних постійних для моделі «біотитовий сланець» (мезозона)

Проведено також розрахунки ефективних акустичних і пружних постійних та параметрів пружної анізотропії для моделі „кварцит біотитовий" в умовах різнобальних тектонофацій мезозони. Вони дають можливість зробити наступні висновки:

- акустична і пружна симетрія моделі „кварцит біотитовий" планальна поперечно-ізотропна $\left(\mu_{11}^* \approx \mu_{22}^* < \mu_{33}^*; C_{11}^* \approx C_{22}^* < C_{33}^*; C_{44}^* = C_{55}^* > C_{66}^*\right)$ для тектонофацій I – VII та $\left(\mu_{11}^* = \mu_{22}^* > \mu_{33}^*; C_{11}^* \approx C_{22}^* > C_{33}^*; C_{44}^* = C_{55}^* < C_{66}^*\right)$ для найбільш високобальних тектонофацій VIII – X. Про це свідчить той факт, що точки діаграми акустичного еліпсоїду лягають майже всі на вісь абсцис і їх відстань тим більша від початку координат, чим вищого рівню тектонофаціальних перетворень вони зазнали;
- величина інтегрального коефіцієнту акустичної анізотропії A_{μ} спочатку зменшується до 0,6 % (тектонофація V), а потім швидко зростає до величини 22,6 %;
- максимальне значення швидкості квазіповздовжної хвилі в умовах тектонофації V – 6.4 км/с і зменшується до величини 5,6км/с для тектонофації X мезозони. Як і у випадку моделей „залізистий кварцит" і „сланець біотитовий" спостерігається зменшення екстремумів на стереопроекціях ізоліній вказівних поверхонь з трьох до одного вираженого мінімуму в центральній частині площини, де швидкість квазіповздовжної хвилі складає менше 4 км/с ;
- максимальна величина різниці між швидкостями „швидкої" і „повільної" поперечних хвиль зростає від 0,3 км/с в умовах тектонофації V до 0,6 км/с (VIII) і набуває свого максимального значення 1,05 км/с у найвищій тектонофації X мезозони, де явище розщеплення хвиль найбільш інтенсивне. На всіх стереопроекціях можна виділити ділянки, де величина цього параметру пружної анізотропії близька до нуля (рис.2, а-г);
- екстремальні значення коефіцієнту диференціальної пружної анізотропії змінюються від майже 4 % для тектонофації V, до 10 % для тектонофації VIII і досягають максимуму близько 24 % у тектонофації X мезозони. Кількість екстремумів зменшується від 7 у тектонофації V до одного мінімуму, який локалізується в центральній частині площини x_1 x_2. Мінімальне його значення тут становить близько 0,5 % і цей напрямок співпадає з однонаправленою орієнтацією зерен породоутворюючих мінералів. В межах цього мінімуму пружні властивості біотитового кварциту мало відрізняються від ізотропного середовища;
- на стереопроекціях ізоліній вказівних поверхонь кута відхилення вектора пружних зміщень від напрямку хвильової нормалі моделі показано, що його величина змінюється від 5,5^0 для V тектонофації мезозони до 27^0 для тектонофації X, а кількість екстремальних точок навпаки зменшується від 7 (тектонофація VII) до одного мінімуму (тектонофація X) зі значенням кута відхилення близько 0^0. Цей мінімум просторово співпадає з мінімумом коефіцієнту диференціальної пружної анізотропії.

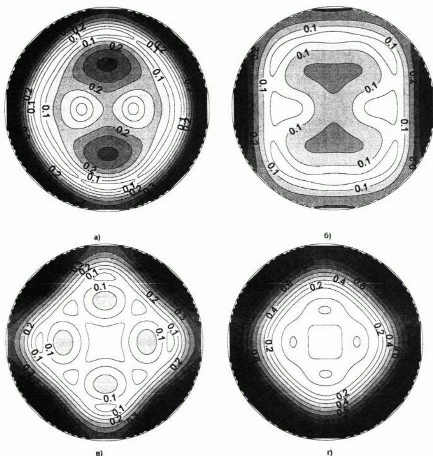


Рис. 2 Стереопроекції ізоліній вказівних поверхонь різниці «швидкої» та «повільної» швидкостей квазіпоперечних хвиль моделі «кварцит біотитовий» при моделюванні тектонофацій мезозони а)– тектонофація I, б) – тектонофація V, в) – тектонофація VIII , г) - тектонофація X

Встановлено, що з ростом рівня дислокаційних перетворень акустична і пружна анізотропія моделей «залізистий кварцит», «сланець біотитовий» і «біотитовий кварцит» різко збільшується, проте значення цих параметрів для моделі «залізистий кварцит» майже удвічі менше за відповідні показники в умовах катазони. Для найвищих тектонофацій IX – X мезозони встановлено, що в напрямку, який співпадає з орієнтацією однонаправлених зерен породоутворюючих мінералів і мікротріщин, явище розщеплення поперечних хвиль відсутнє, величина диференціального коефіцієнту пружної анізотропії дорівнює нулеві, а найбільше розщеплення поперечних хвиль спостерігається у площині, яка перпендикулярна напрямку переважної орієнтації останніх. Для найбільш високобальних тектонофацій VIII – X можна виділити окремі напрямки, де поведінка розповсюдження пружних хвиль в анізотропному середовищі нічим не відрізняється від найближчого до нього ізотропного середовища.

1. *Паталаха Е.И., Дербенев В.А., Лукиенко А.И.* Опыт изучения упругой анизотропии как критерия оценки степени реформированности пород. // Докл. АН СССР. 1981. Т 260, №3, стр. 698-701. 2. *Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В.* Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. – К., 1995. 3. Лукієнко О.І. Тектонофаціальна структура Кривбасу // Вісн. Київ. ун-ту, Сер. Геологія. – 1998. – Вип. 17. – С. 8–13. 4. *Продайвода Г.Т.* Проблемы сейсмоакустики анизотропных геологических сред // Вест. Киевск. ун-та, Геология, 1991, N 17, с.117-128. 5.*Лукієнко О.І., Кравченко Д.В.* Реологічні типи дислокаційної тектоніки Українського щита на Середньому Побужжі (за результатами тектонофаціальних досліджень) // Вісн. Київ. ун-ту, Сер. Геологія.– 2002. – Вип. 21–22, – С. 102–106.

Надійшла до редколегії 6.03.08.

УДК 550.83-635.1

А. Сухорада, канд. геол.-мін. наук, М. Решетник, асп., Р. Хоменко, інж.

МАГНІТНІ МАРКЕРИ СТРУКТУРИ КРИСТАЛІЧНОГО ФУНДАМЕНТУ СЕРЕДНЬОГО ПОБУЖЖЯ (НА ПРИКЛАДІ РАЙОНУ ГАЙВОРОН-ЗАВАЛЛЯ)

Представлені перші результати комплексних магнітометричних досліджень гранулітового комплексу Середнього Побужжя Українського щита. Встановлено, що локальні магнітні аномалії створюються перш за все гранат-кварц-магнетитовими породами з високими магнітними властивостями.

The complex magetic exploration for studying rocks of granulitic complex of Average Pobugge the Ukrainian shield is submitted. An anomalous magnetic field is produce the garnet-quartz-magnetite rock with high magnetic characteristics.

Вступ. Гранулітовий комплекс Середнього Побужжя, є рудоперспективним, отже його детальне картування – стратегічна задача державного значення. Стосовно вивчення гранулітових комплексів стандартний палеонтолого-стратиграфічний підхід нерідко виявляється малоефективним. Тому доцільною виявляється розробка і удосконалення не стандартних методичних підходів до вивчення таких об'єктів.

Одним із шляхів вивчення геологічної будови закритих осадовим чохлом ділянок кристалічного фундаменту є інтерпретація магнітного поля над ними. В першу чергу увага інтерпретатора має бути акцентована на детальному вивченні аномально магнітних об'єктів в складі кристалічного фундаменту, своєрідних магнітних маркерів. Образно кажучи, вони складають «магнітну арматуру» цієї природної системи, завдяки якій створюється принципова можливість вивчення просторової структури кристалічного фундаменту. Середнє Побужжя характеризується високою диференційованістю магнітного поля, отже його аналіз має бути особливо інформативним. Враховуючи те, що основним джерелом геологічної інформації при детальному картуванні є відслонені ділянки кристалічного фундаменту, перш за все необхідно проводити їх детальне комплексне магнітометричне обстеження. Це дозволить отримати об'єктивно існуючий у часі і просторі зв'язок між характером магнітного поля над геологічними утвореннями та їх петрофізичними властивостями.

В даній роботі представлені результати апробації комплексних магнітометричних досліджень на мікроділянці, що розташована на березі р. Півд. Буг біля с. Хащувате, Гайворонського району Кіровоградської області. Останні геологічні дослідження в межах м. Гайворон та смт. Завалля виконані професором О.І. Лукієнко в 2006 р. і представлені в монографії [2], де, зокрема, описані загальні риси геологічної будови кристалічного фундаменту в околі с. Хащувате. Мікроділянка досліджень обрана для магнітометричних досліджень оскільки в її межах зафіксовані магнетитвміщуючі породи, що регулярно спостерігаються в обох берегах р. Півд. Буг від м. Гайворон до смт. Завалля. Магнетитові породи є типоморфними членами евлізитової (залізорудно-гнейсової) формації Побузького комплексу [1,3] тому необхідне їх поглиблене вивчення для розкриття внутрішньої природи даної формації.

Методика. Загальна методика комплексних магнітометричних досліджень включає: 1) використання сучасних високочутливих приладів, що дозволяють з високою точністю вимірювати магнітні характеристики геологічного середовища; 2) капаметрію (вимірювання магнітної сприйнятливості) відслонень, зйомку індукції магнітного поля Т, диференціацію та дослідження виявлених магнітних аномалій; 3) проведення лабораторних досліджень зразків гірських порід для комплексного порівняльного аналізу результатів зйомки сумісно з геологічними даними; 4) на основі пунктів 1-3 проведення аналізу геологічної структури ділянки досліджень.

Представлена загальна методика застосована при дослідженнях Середнього Побужжя, полягає у наступному:

1. Проведення капаметрії відслонень та примітивного ґрунтового покриву вздовж р. Півд. Буг з метою виявлення конкретних меж ділянок кристалічного фундаменту де розвинуті утворення з високою диференціацією магнітної сприйнятливості.

2. Створення мережі точок спостереження за допомогою редукційного тахеометру Дельта 20 з відстанню між профілями 10 м, крок по профілю 4 м, на одній з ділянок біля с. Хащувате, де були зафіксовані відслонення з високою æ. За характером мікрорельєфу ділянку було поділено на дві площадки. Одна площадка розташована на схилі р. Півд. Буг розміром 180м×80 м, друга, що примикає до першої – розташована на сільськогосподарському полі розміром 320м×200 м. Магістральний профіль ділянки досліджень має азимут 56°.

3. Виконання дискретної зйомки індукції магнітного поля (Т, нТл) протонним магнітометром ММП-203 з точністю ±0,1 нТл на двох висотах (1 м, 1.5 м). Одночасно в точках спостереження Т польовим вимірювачем магнітної сприйнятливості ПИМВ-М (±10% æ) вимірюється об'ємна магнітна сприйнятливість ($æ\cdot10^{-3}$, од. СІ) скельного ґрунту та примітивного ґрунтового покриву.

4. Аналіз і візуалізація результатів вимірів та їх попередня геологічна інтерпретація.

5. У відповідності з одержаними результатами зйомки відбір орієнтованих зразків порід для лабораторних досліджень за технологією описаною в роботі [5].

6. Вимірювання залишкової Jn та індуктивної намагніченості Ji зразків порід на лабораторному астатичному магнітометрі LAM-24. Обрахування фактору Кенігсбергера Q =Jn/Ji, об'ємної магнітної сприйнятливості æ=Ji/Z, де Z вертикальна складова геомагнітного поля. Також, проведений термомагнітний аналіз, мінералогічний аналіз шліфів і рудна мікроскопія.

Результати досліджень. Результати вимірювання магнітної сприйнятливості на першій площадці, що розташована на схилі р. Півд. Буг представлені на рис.1а. Як бачимо, яскраво виражена аномалія æ фіксується між профілями 50-90, що збігається в основному із областю високих градієнтів Т (рис.1.б). Подібні області виділяються і на другій площадці ділянки досліджень. Відсутність дрібних приповерхневих джерел аномального поля підтверджується подібністю значень Т отриманих на різних висотах. Градієнт магнітного поля настільки високий, що у декількох точках спостереження ММП-203 ставав непрацездатним («обнулявся»). По профілям №70, 80, 90 проведені виміри значень Т в руслі модифікованим Хоменком Р.В. магнітометром М-33 (рис.2). Дослідження магнітного поля в руслі підтвердили існування високих градієнтів, що сягають близько 800 нТл/м. Овальна форма області високих градієнтів Т в плані може свідчити про жильну або лінзовидну форму їх джерел. Швидкий перехід від мінімальних до максималь-

них значень Т може бути обумовлений різким контактом магнітоактивних та вміщуючих порід, а також обмеженням перших по падінню.

Рис. 1. Фрагмент карт а)ізоліній магнітної сприйнятливості (æ·10⁻³ од. СІ) скельних ґрунтів та примітивного ґрунтового покриву, б)графіків індукції магнітного поля (Т, нТл) на висоті 1.5 м. Пунктирною лінією виділена зона високих градієнтів. По вертикалі цифри позначають номери профілів (№ ПР в метрах)

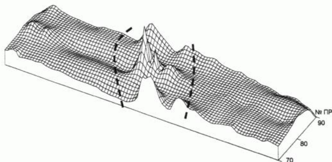


Рис. 2. Поверхня індукції магнітного поля отримана методом зйомки Т (нТл) в русі модифікованим квантовим магнітометром М-33 по профілям № 70, 80, 90. Пунктирними лініями обрамляється зона високих градієнтів

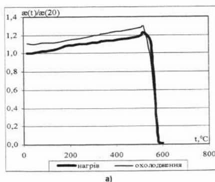
Результати лабораторних досліджень показали добру узгодженість з результатами зйомки магнітного поля. Зразки за місцем відбору було поділено на дві групи: перша – зразки відібрані по краям ділянки (схід, захід); друга – з

центральної частини, де виявлена область високих градієнтів Т. Породи першої групи мають невисокі значення магнітних характеристик і низьку густину (табл.1).

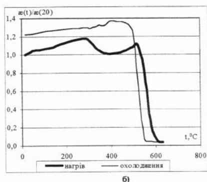
Результати термомагнітного аналізу свідчать, що криві нагріву характеризуються присутністю двох точок Кюрі. Одна з яких характерна для піротину – 300°С, друга для магнетиту – близько 580°С (рис.3а), що підтверджується результатами рудної мікроскопії. Піротин має в багатьох випадках середніх розмірів кутастої форми окислені зерна та дрібні ізометричної форми зерна. Для деяких зразків значення æ при охолодженні нижче значень æ при нагріванні, що може вказувати на присутність маггеміту. Ця група представлена двома типами порід складеними кварцом, плагіоклазом, піроксеном та породами гранат-кварцового складу з малим відсотком піроксену (загальний вміст рудних мінералів до 5 %).

Таблиця 1. **Порівняльна таблиця узагальнених петрофізичних властивостей порід ділянки досліджень**

Петрофізичні властивості	*Групам №1*	*Група №2*
$æ \cdot 10^{-3}$ од. СІ	<100	>100
$Jn \cdot 10^{-3}$ А/м	<3000	>10000
Q	0,6<Q<1,3	1,5<Q<6,5
Кут між векторами Jn та T_0	<90°	>90°
ρ, г/см^3	2,6<ρ≤2,8	3,1<ρ<3,5
Склад порід	Кварц, плагіоклаз, піроксен, до 5% піротину та магнетит	Гранат, кварц, магнетит,



а)



б)

Рис. 3. Термомагнітні криві для порід а) групи №2, б) групи №1

Для другої групи порід, що відібрані в області аномального магнітного поля характерними є високі магнітні характеристики (табл.1). Підвищення значень магнітної сприйнятливості відповідають збільшенню густини порід, що пов'язано зі зростанням концентрації феромагнетику (в нашому випадку магнетиту) у породі. В більшій половині зразків кут між вектором індукції геомагнітного поля T_0 та вектором Jn є більший за 90°. На відміну від зразків першої групи криві охолодження та нагріву ідентичні, в деяких випадках крива охолодження вище кривої нагріву, що може говорити про присутність сульфідів (рис 3 б). Аналіз аншліфів показав, що превалюючими тут є магнетит, зустрічаються подібні за розмірами до магнетиту зерна ільменіту, а також поодинокі дрібні зерна піротину. Породи цієї групи є гранат-кварц-магнетитовими.

Всі породи ділянки досліджень мають магнітну сприйнятливість не менше 10^{-3} од. СІ. Окрім того, результати термомагнітного аналізу та рудної мікроскопії показують, що основним феромагнетиком порід є магнетит. Слід відзначити, що за результатами мінералогічного аналізу у всіх породах присутній новоутворений кварц. Тому не виключено, що підвищення магнітності порід викликано вторинними процесами, внаслідок яких всі породи були насичені в різному ступені магнетитом, що не заперечує точці зору Ткачука Л.Г. на утворення чарнокітів розвинутих в області досліджень [4].

Виконана робота є мікромасштабною і її інтерпретація в рамках загально прийнятих масштабів може бути виконана лише за умови масовості подібних комплексних магнітометричних досліджень.

Висновки. На обраній ділянці виявлено високоградієнтні зони магнітного поля невеликих розмірів. З форми наведених зон, а також з характеру кривих Т випливає, що аномалії магнітного поля створені жилами або лінзами високомагнітних порід. Встановлено склад та петрофізичні властивості аномалієутворюючих (група №2) порід, що суттєво контрастують з вміщуючими породами (група №1). Однак наявні і спільні риси між двома описаними групами порід, такі як присутність новоутвореного4 кварцу, піротину та зерен магнетиту неправильної форми.

Підсумовуючи, можна зробити загальний висновок, що запропонована методика проведення комплексних магнітометричних досліджень завдяки інформативності та простоті проведення має стати необхідною ланкою комплексного структурно-геологічного дослідження гірських порід. В межах Гайворон – Заваллівського району застосування представленої методики є необхідним для диференціації та індексації всіх існуючих високомагнітних утворень.

1. *Лазько Е.М.* Нижний докембрий западной части Украинского Щита / За ред. Е.М. Лазько. – Львов, 1975. 2. Лукієнко *О.І., Кравченко Д.В., Сухорада А.В.* Диспокаційна тектоніка та тектонофації гранулітових комплексів / За ред. О.І. Лукієнко. – К., 2007. 3. *Кирилюк В.П.* Стратиграфия докембрия западной части Украинского щита (на формационной основе). Статья 1. Стратиграфические комплексы докембрия и формации раннего архея // Геологический журнал. 1981. №3. С. 88-103. 4. *Ткачук Л.Г.* Гайворон-Завальський комплекс чарнокіто-норитових порід і зв'язані з ними хроміти / За ред. Є.С. Бурксера. – К., 1940. 5. *Храмов А.Н.* Методика палеомагнітних исследований / За ред. А.Н. Храмова. – М., 1958.

Надійшла до редколегії 15.01.08.

УДК 551.31+634.2

К. Бондар, канд. геол. наук

ПРО МАГНІТНУ СТРУКТУРУ І МІНЕРАЛОГІЮ ГРУНТІВ ФОНОВИХ І ТЕХНОГЕННО УРАЖЕНИХ РАЙОНІВ ПІВНІЧНОЇ АСТУРІЇ (ІСПАНІЯ)

В статті розглядаються магнітні властивості ґрунтів Північної Астурії. Виділяються ознаки техногенного впливу на магнітну структуру і мінералогію ґрунтів району досліджень.

The article is devoted to magnetic properties of soils from Northern Asturias.The features of technogenic impact on magnetic structure and mineralogy of investigated soils are defined.

Вступ. Відомо, що тривале функціонування промислового комплексу на території супроводжується накопиченням у грунтовому покриві району техногенних сполук, зокрема мінералів заліза. Техногенні феримагнетики у складі пилових частинок асоціюють з речовинами, шкідливими для здоров'я людини [15]. Отже, магнітні властивості грунтів можуть слугувати індикаторами підвищеного вмісту зокрема важких металів [3] і поліциклічних ароматичних вуглеводнів [20]. Як правило, частинки, що осаджуються на поверхні грунтів не здатні проникати глибоко до структури грунту. При відсутності сільськогосподарського обробітку території глибина їх проникнення не перевищує перших сантиметрів [7 та багато інших]. Аеротехногенні домішки до природної речовини грунтів впливають на їх магнітний гістерезис і термомагнітну поведінку [14]. Таким чином, навіть при природній високій магнітній сприйнятливості залишається можливість визначити техногенний вплив на грунт застосувавши комплекс петромагнітних методів досліджень.

Територія дослідження. Для оцінки екологічного стану грунтів магнітними методами необхідна інформація про природні властивості грунтів досліджуваних ландшафтів. З цією метою нами проаналізовано магнітну структуру профілів фонових і забруднених грунтів північної частини Астурії (Іспанія). Фоновими вважаємо ті грунти, у яких не виявлено значного накопичення важких металів, або ті, які розташовані на завідомо великій відстані від підприємств –забруднювачів.

Територія дослідження має розміри приблизно 23x21 км, охоплює північну частину провінції Астурія (Іспанія) у передгір'ї Кантабрійських гір (рис. 1). З півночі вона обмежена нерівною береговою лінією південного узбережжя Біскайської затоки. Регіон характеризується субтропічним середземноморським кліматом з великою кількістю атмосферних опадів і горбистим рельєфом. Промисловість району концентрується навколо двох великих міст Авілес та Хіхон. Основними підприємствами тут є два потужні металургійні заводи, один - біля Авілесу, другий – біля Хіхону, вугільна теплова електростанція та цементний завод у містечку Абоньо на північному заході від Хіхону (рис. 1).

Грунтовий покрив у багатьох місцях штучний, утворений внаслідок індустріальної і будівельної діяльності. Природні грунти представлені в основному двома типами – це ентисолі та інсептисолі за класифікацією FAO UNESCO [17].

Методика дослідження. На етапі польових досліджень було відібрано зразки грунтів з 87 пунктів, в тому числі 16 повних грунтових розрізів. В статті аналізуються магнітні властивості грунтів території на прикладі зразків з 11 пунктів. Лабораторні вимірювання зразків включали комплекс магнітних досліджень і визначення вмісту важких металів. Магнітна сприйнятливість (χ) та її частотна залежність (k_{fd}) виміряна на приладі Bartington MS2 з датчиком MS2B Dual Frequency Sensor (Великобритания). Температури Кюрі (T_c) визначалися по кривих високотемпературної поведінки магнітної сприйнятливості (до 700^0C) на Bartington MS2 Susceptibility/Temperature System. Вивчалася також поведінка магнітної сприйятливості у низькотемпературній (від -196^0C) області. Магнітний гістерезис досліджений на вібромагнітометрі VSM (Molspin, Великобританія), з петель, скорегованих за вплив парамагнетиків зняті величини повної намагніченості насичення (M_s), залишкової намагніченості насичення (M_{rs}) та коерцитивної сили (H_c). Парціальна ідеальна намагніченість (pARM) створювалася за допомогою AF Shielded Demagnetizer з PARM-приставкою і вимірювалася на спін-магнітометрі Minispin (Molspin, Великобританія).

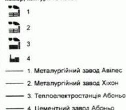
Результати та їх обговорення. Відомості про ізотермічні магнітні властивості грунтів Північної Астурії зібрані у табл.1. Окрім магнітних характеристик у таблиці наведені також величини сумарного показника забруднення природного компонента [6]:

$$Zc = \sum_{i=1}^{n} Kci - (n-1), \qquad (1)$$

де коефіцієнт концентрації елемента в пробі

$$Kci = \frac{Ci}{C\phi}, \qquad (2)$$

Сі – вміст хімічного елемента в досліджуваному грунті; Сф – природний (фоновий) вміст цього ж елемента; n – загальна кількість врахованих хімічних елементів (Kci≥1).



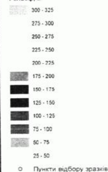


Рис. 1. Карта-схема розташування пунктів відбору зразків грунтів у Північній Астурії. Підписані назви пунктів, для яких далі представлені результати магнітних досліджень

Таблиця 1. Магнітні характеристики зразків грунтів

Пункт	Глибина (см)	Магнітні властивості				Сумарний показник забруднення (Zc)
		$\chi \cdot 10^{-8}$ ($м^3$/кг)	k_{fd} (%)	$M_s \cdot 10^{-3}$ ($Ам^2$/кг)	$M_{rs} \cdot 10^{-3}$ ($Ам^2$/кг)	
A002	0	60,79	5,44	51	7	2
	10-15	33,99	9,47	20,1	3,5	1
A005	0	70,39	4,68	86,3	9,5	15
	15	24,05	6,42	37	6,8	4
A008	0	459,02	0,96	1036	450	24
A010	5-10	296,31	4,42	283	33,3	17
	15-20	280,95	4,76	298,4	30,2	10
	20-25	168,60	9,94	87,6	8,1	4
A018	0	215,72	5,78	275	20	17
	10	50,43	3,19	16	1,5	3
A019	0	417,30	5,78	4050	500	11
	20	215,92	9,65	63	8	2
A026	5	38,15	2,96	52	5,5	6
	15	32,00	5,66	15	2,5	4
A030	0	26,74	5,75	34	5	11
A041	0	155,91	11,15	70,4	19	0
	10	109,26	11,47	106,6	14,2	-
A051	5	132,71	8,63	72	10	12
	10	98,78	8,83	72	14	5
A084	0	1393,32	2,71	3280	550	23
	10	277,61	7,39	513	508	0
	20	170,48	7,09	53	5,3	1

Як бачимо, ті розрізи, які мають високі Zc, характеризуються також підвищеними значеннями χ, M_s, M_{rs} та пониженими – k_{fd}. Отже можна стверджувати про техногенне привнесення магнітного матеріалу у пунктах A005, A008, A010, A018, A019, A026, A030, A051, A084. Відповідно фоновими грунтами є розрізи A041 та A084. Явище підвищення χ та пониження k_{fd} у поверхневих шарах грунтів, відібраних поблизу промислових підприємств розглянуто нами в роботі [2].

Високотемпературна термомагнітна поведінка. З метою визначення основних магнітних мінералів-носіїв природного і техногенного магнетизму грунтів ми дослідили поведінку магнітної сприйнятливості у високотемпературній (від 20°C до 700°C) та низькотемпературній (від -196°C до 0°C) області (рис. 2-4 та 5 відповідно). Припущення про магнітну мінералогію зразків зроблені за спостереженими температурами Кюрі (T_c) – температурами, вище яких феромагнітні мінерали стають парамагнітними, а також за температурами, вище яких відбувається електронне впорядкування, зокрема для магнетита це температура Вервея (T_v) в околі -150°C [19].

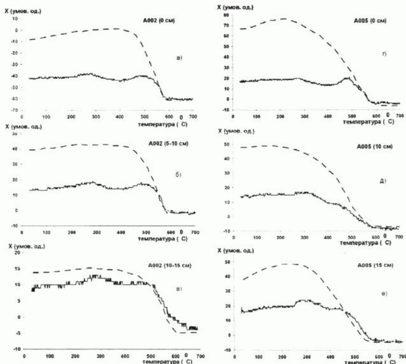


Рис. 2. Криві високотемпературної залежності χ. Суцільна лінія – крива нагрівання зразка, пунктирна – охолодження. У назвах зразків в дужках вказана глибина відбору

Для всіх досліджених зразків високотемпературні криві χ зняті при нагріванні зразка при обмеженому доступі повітря йдуть нижче кривих охолодження. Основною причиною цього явища є інтенсивне утворення нової феримагнітної фази в процесі вимірювального нагріву. Новоутворений магнетит, який зумовлює пік при T=450..500°C і діагностується за Tc=572…611°C, вміщує залізо, вивільнене з глинистих мінералів, що розпадаються вище 400°C [5]. Це перетворення відбувається за відновлювальної ролі органічної речовини, яка присутня у великій кількості у грунтах. На кривих зразків з пункту A019 (глибини 0, 10, 25 см) (рис. 3 г,д,е), з пункту A026 (глибини 0, 15 см) (рис. 4 б,в), а також зразку A002(10-15 см) (рис.2, в) простежений «хвіст» до температур 630…660° C. Це наштовхує на думку про значну кількість літогенного гематиту у названих зразках, який на даній території є успадкованою магнітною фазою грунтів.

Непрямим свідченням наявності у грунтах магеміту/окисленого магнетиту є невеликий пік в інтервалі 260…300° C, який спостерігається на всіх кривих нагрівання. За даними досліджень [1, 5, 10] він пов'язаний з фазовим переходом магеміту в гематит (α-γ перехід). В ході подальшого нагрівання зразків відбувається спадання χ до T=400°C, за яким слідує вищеописаний «магнетитовий» пік.

Широкі та високі піки в околі температур 510…530°, які спостерігаються для забруднених зразків з високими Zc A026(0 см), A030(0 см), A084(0 см) (рис.4) можуть бути інтерпретовані як ознаки ефекту Гопкінсона, характерного для дрібнодисперсних однодоменних магнетитів вірогідно техногенного походження [10, 4].

На кривій к(T) зразка А030(0) (рис. 4 г) існує різкий пік при T=277°C, вигляд якого може вказувати на наявність піротину, зокрема його гексагонального різновиду (Fe_9S_{10}) [16].

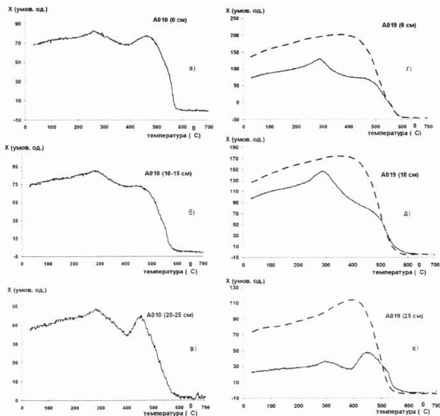


Рис. 3. Криві високотемпературної залежності χ. Суцільна лінія – крива нагрівання зразка, пунктирна – охолодження. У назвах зразків в дужках вказана глибина відбору

Низькотемпературна термомагнітна поведінка. Криві змін магнітної сприйнятливості в процесі нагрівання зразка від температури рідкого азоту (-196°C) демонструють ряд важливих ознак (рис. 5). По-перше, χ всіх зразків зростає з підвищенням температури, тобто її поведінка у низькотемпературній області обумовлена вмістом феромагнітних, а не парамагнітних мінералів. По-друге криві забруднених зразків (Zc>15) мають характерний перегин в околі температури Вервея магнетиту (-150°C). На користь аеротехногенного походження цього магнетиту говорить зникнення піка Вервея у підповерхневих грунтових горизонтах. Лише у розрізі А010 забруднення проникає до глибини 15 см внаслідок перемішування грунту при сільськогосподарському обробітку (рис. 5, б). Пік Вервея характерний для багатодоменних магнетитів [8,18], отже природним буде припустити їх наявність у викидах промислових підприємств. Таке припущення підтверджує вигляд високотемпературної залежності χ зразка А008(0) (рис. 4, а), відібраного безпосередньо біля металургійного заводу. До того ж відносно крупні частинки, що містять багатодоменний магнетит, переносяться не так далеко як більш дрібні техногенні частинки, адже грунти з виразним піком Вервея у низькотемпературній області (пункти А005, А008, А010, А084) знайдені у найближчих індустріальних околицях (див. рис. 1). Відсутність T_v у поверхневому шарі забрудненого грунту А019 (рис. 5, г) напевно свідчить про домінування природного магнетизму над техногенним, що підтверджується і результатами високотемпературного термомагнітного аналізу (рис. 3, г). Низькотемпературна поведінка грунтів пункту А019, а також чистих грунтів (зразки А002, А005(10), А010(20-25) на рис. 5а, б, г) обумовлена високим вмістом суперпарамагнетиків [13].

Рис. 4. Криві високотемпературної залежності χ. Суцільна лінія – крива нагрівання зразка, пунктирна – охолодження. У назвах зразків в дужках вказана глибина відбору

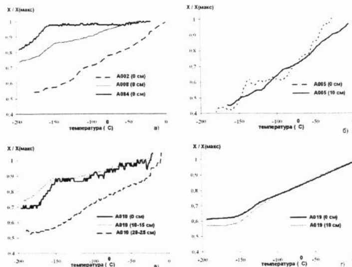


Рис. 5. Криві низькотемпературної залежності χ. У назвах зразків в дужках вказана глибина відбору

Магнітний гістерезис. Петлі магнітного гістерезису, отримані на зразках грунтів Північної Астурії можна розділити на три типи. Перший тип – вузькі слабконахилені петлі – спостерігається у зразків з горизонтів А,В чистих грунтів (пункти А002) і забруднених грунтів (А005, А010, А026) (рис. 6 а,б,г,д).

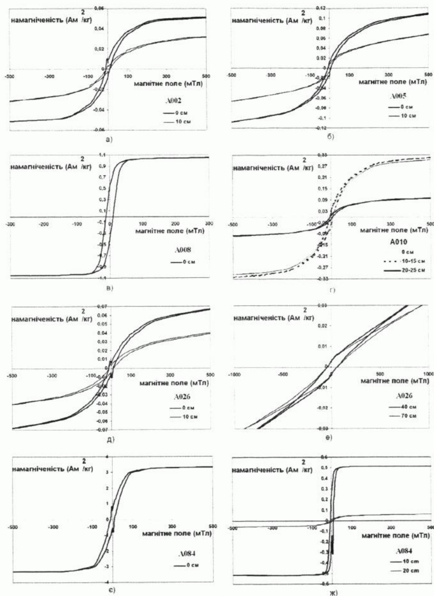


Рис. 6. Криві магнітного гістерезису зразків грунтів

У названих пунктах домішок техногенного магнетиту змінив параметри гістерезисних залежностей (M_s, M_{rs}, H_c), а не їх форму. Другий тип – ромбовидні петлі – характерний для глибоких грунтоутворюючих горизонтів грунтів (рис. 6 е). Петлі цього типу мають значний нахил, зумовлений високим вмістом парамагнітного матеріалу, і розкриті навіть

при 400 мТл, що свідчить про домінування тут висококоерцитивного літогенного магнетика, такого як гематит або гетит. Третій тип – «прямокутні петлі», що швидко закриваються - характерний для ґрунтів в зонах інтенсивного впливу металургійних заводів (пункти А008 та А084) (рис.6 в,є,ж). Такий гістерезис притаманний однодоменним магнетитам [12]. Загалом результати досліджень магнітного гістерезису не протирічать термомагнітним даним.

Парціальна ідеальна намагніченість. pARM наводилася на зразках ґрунтів постійним полем 0,05 мТл при вікні змінного поля 10 мТл. Відповідні криві, отримані при ковзаючому вікні змінного поля представлені на рис. 7.

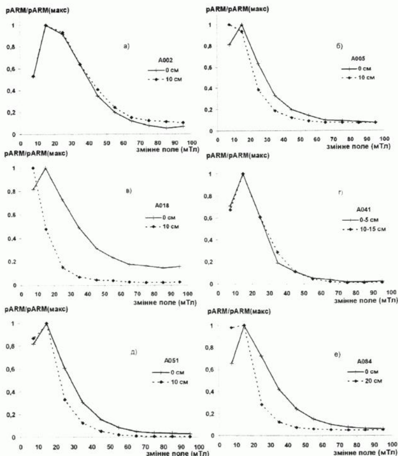


Рис. 7. Криві pARM зразків ґрунтів

Можливість традиційного використання цього методу для визначення відносних розмірів магнітних зерен [11] обмежується суттєвою різницею техногенної та природної магнітної мінералогії та магнітної жорсткості. Саме від цих факторів перш за все залежить ідеальна намагніченість [11]. Менше з тим, криві поверхневих і підповерхневих горизонтів ґрунтів з чистих пунктів А002, А041 повторюють одна одну (рис. 7 а,г), в той час як у забруднених ґрунтах крива поверхневого зразка завжди іде вище кривої підповерхневого (рис. 7 б,в,д,е). Отже, техногенний домішок збільшує магнітну жорсткість природного ґрунту. Виявлена закономірність може слугувати ознакою техногенної ураженості ґрунтового покриву Північної Астурії.

В ході дослідження не виявлено суттєвої відмінності магнітних властивостей поверхневих гумусових горизонтів між ґрунтовими типами ентисоль та інсептисоль.

На жаль, через обмеження чутливості устаткування Bartington Susceptibility/Temperature System не вдалося дослідити температурні залежності магнітної сприйнятливості глибоких горизонтів ґрунтів. Висновки про їх магнітну мінералогію зроблені на підставі магнітного гістерезису.

Лісова рослинність в пункті відбору зразків хоча і призводить до зростання ізотермічних магнітних властивостей [2], не маскує виявлених петромагнітних ознак техногенної ураженості.

Нез'ясованою залишається роль гідроксидів заліза та інших його складних сполук у грунтовому магнетизмі. При подальших дослідженнях може бути визначена ціла низка магнітних мінералів з огляду на яскраве, жовто-гаряче, до червоного, забарвлення горизонтів В і С грунтів району.

Висновки. З питання природного магнетизму грунтів Північної Астурії найбільш вірогідним є припущення про переважання у гумусових горизонтах педогенного магеміту/високоокисленого магнетиту у суперпарамагнітному стані. У глибоких горизонтах грунтів зростає вміст магнітожорстких мінералів (гематиту й/або гетиту) та парамагнітного матеріалу.

Індустріальний вплив спричиняє утворення в структурі грунтового розрізу тонкого (декілька см) поверхневого горизонту, з підвищеними ізотермічними магнітними характеристиками і суттєво відмінного за магнітною мінералогією. У петромагнітних властивостях техногенний вплив проявляється як зростання магнітної жорсткості речовини грунтів внаслідок привнесення однодоменного та багатодоменного магнетиту. Стан техногенного магнетиту у різних зразках діагностований по кривих χ(Т) за піком Вервея у низькотемпературній області, піком Гопкінсона у високотемпературній, а також за формою петлі магнітного гістерезису.

Вищеописані ознаки техногенного магнетизму присутні у грунтах з високим сумарним показником забруднення, який характеризує насиченість грунту важкими металами, і відсутні у геохімічно чистих грунтах.

Вимірювання магнітних властивостей частково проведені у магнітній лабораторії компанії Aretech Solutions (Мадрид, Іспанія). Визначення вмісту важких металів виконані доц. Ю. М. Дмитруком (Чернівецький національний університет ім. Ю. Федьковича).

1. *Большаков В. А.* Магнитные характеристики погребенных почв и лессов (на примере изучения четвертичных разрезов Северной Болгарии) // Физика Земли.- 1996. - №9. 2. *Бондар К.М., Дмирук Ю.М., Віршило І.В., Матейшина Ж.М.* Магнітна сприйнятливість та вміст важких металів у чистих і промислово забруднених грунтах Північної Астурії (Іспанія) // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2004. – Вип.41-42. 3. *Водяницкий Ю.Н., Добровольский В.В.* Железистые минералы и тяжелые металлы в почвах. – М.: Почвенный институт им. В.В.Докучаева РАСХН, 1998. 4. *Нагата Т.* Магнетизм горных пород.- М., 1956. 5. *Осипов Ю. Б.* Магнетизм глинистых грунтов.- М.: Недра, 1978. 6. *Сает Ю.Е. и др.* Геохимические особенности с.-х. территорий // Труды биогеохим. лаборатории. Том 22.- Москва: Наука, 1991. 7. *Boyko T., Scholger R., Stanjek H. and MAGPROX Team.* Topsoil magnetic susceptibility mapping as a tool for pollution monitoring: repeatability of in situ measurements. J. Applied Geophys., 55/3-4. 8. *Dearing J.* Environmental magnetic susceptibility. Using the Bartington MS2 System. 1999.-Chi Publishing, England. 9. *Dunlop D. J., Ozdemir O.* Rock Magnetism. Fundamentals and frontiers. Cambrige: University Press. - 1997. 10. *Dunlop D.J.*, 1974, Thermal enhancement of magnetic susceptibility, J. Geophys., 40. 11. *Egli R., Lowrie W.*, 2002, Anhysteretic remanent magnetization of fine magnetic particles. J. Geophys. Res., 107(B10), EPM 2. 12. *Evans M. E., Heller F.* Environmental magnetism. Principles and Applications of Enviromagnetics. – International Geophysics series, v. 86, Elsevier science (USA), 2003. 13. *Eyre J. K., Shaw J.* Magnetic enhancement of Chinese loess – the role of γFe_2O_3? Geophys. J. Int. – 1994.-117. 14. *Maher, B.*, 1986. Characterisation of soils by mineral magnetic measurements. Phys Earth Planet Inter., 42. 15. *Morris, W. A., J. K. Versteeg, D. W. Bryant, A. E. Legzdins, B. E. McCarry, and C. H. Marvin.* Preliminary comparison between mutagenicity and magnetic susceptibility of respirable airborne particulate. Atmospheric Environment 29, 3441-3450, 1995. 16. *Schwarz E.J.* Magnetic properties of pyrrotite and their use in applied geology and geophysics. *Geological Survey of Canada Paper* 74-59, 1975. 17. Soil Map of the World FAO-UNESCO. Revised Legend with corrections and uptades. Published by ISRIC, Wageningen, 1997. 18. *Van Velzen A. J., Dekkers M. J.* The incorporation of thermal methods in mineral magnetism of loess-paleosol sequences: a brief overview // Chinese Science Bulletin. – 1999. - Vol.44. 19. *Verwey E.J.W.* Electronic conduction of magnetite (Fe_3O_4) and its transition point at low temperature. Nature, 144, 327, 1939. 20. *Xie, S., J. A. Dearing, and J. Bloemendal.* The organic matter content of street dust in Liverpol, UK and its association with dust magnetic properties. Athmospheric Environment 34, 1997.

Надійшла до редколегії 12.02.08.

УДК 550.34

О. Носенко, асп., В. Омельченко, канд. геол.-мін. наук

ОЦІНКА СЕЙСМІЧНОСТІ ТЕРИТОРІЇ МІСТА КИЄВА ЗА ДАНИМИ ІНСТРУМЕНТАЛЬНИХ СПОСТЕРЕЖЕНЬ ТА МАТЕРІАЛАМИ РУЙНІВНИХ ЗЕМЛЕТРУСІВ

В статті розглянуто сейсмічність Києва, проаналізовано вплив історичних регіональних землетрусів, з урахуванням сучасних даних отриманих інструментальним шляхом, а також вплив тектонічних порушень, що проходять у районі Києва та поблизу нього.

The seismsity of Kyiv is considered in the article, the influence of historical regional earthquakes is analysed, consedering modern information received instrumentally.Also the influence of tectonic faults which pass the territory of Kyiv and near outskirtsis consedered.

Особливе місце при сейсмічному районуванні території України належить питанню про оцінку сейсмонебезпеки м. Києва, із населенням більш ніж 3 млн. і великою кількістю промислових об'єктів, поблизу якого розташована ЧАЕС. Для цілей сейсмостійкого будівництва критерій оцінки інтенсивності сейсмічної струшуваності карти загального сейсмічного районування (ЗСР) [2,5], побудовані з урахуванням ізосейст ряду руйнівних карпатських землетрусів, поданих в роботах [1-5,7,10,11 і ін.]. До розташування ізоліній конкретної бальності, наведених на цих картах, варто ставитися з обережністю, тому що в конфігурації їх присутні суб'єктивні оцінки, привнесені авторами карт ізосейст окремих землетрусів, зокрема, для території Києва.

Проаналізуємо карти ізосейст найбільш сильних карпатських подій, використаних при складанні карти ЗСР-78 для території України - 26.10.1802 р. («руйнівного і спустошливого землетрусу») [10], при якому "в епіцентральній зоні в землі утворилися тріщини" і вода линула з них, а "у багатьох місцях ріки вийшли з берегів") і 10.11.1940 р. ("найбільшого Карпатського землетрусу XX сторіччя" [9]), які наведені в роботах різних авторів. Згідно з даними [7] під час землетрусу 1802 р. 6-ти бальна ізосейста подана як умовна і дуже обмежена по протяжності, вона знаходиться південніше Києва на відстані більш ніж 100 км. У той же час, відповідно до інших даних [10], ця ізосейста, захоплюючи значну частину України, проходить поблизу Києва (на відстані 40-50 км) і сила струсів у місті оцінена в 5-6 балів. Аналогічно стосовно землетрусу 10.11.1940 р. маємо деякі розбіжності - в одних джерелах 5-ти бальна ізосейста проведена на відстані біля 70 км від Києва [2, стор.172] і [7], а в іншому вона проходить через нього [5, стор.108]. По розташуванню 5-ти бальної ізосейсти землетрусу XVIII сторіччя (1738 р.) [10], Київ також знаходиться в зоні з інтенсивністю струшувань у 5 балів.

Цілком зрозуміло, що на сучасному етапі сейсмічну обстановку в районі Києва необхідно оцінювати за сукупніс-

тю макросейсмічних та історичних даних про землетруси, які відчувалися на території міста, а також за результатами інструментальних спостережень сейсмічних проявів різного енергетичного рівня. Відомо, що найбільш сильні струшування, що спостерігалися в Києві протягом останнього тисячоліття, відбувалися при землетрусах у вогнищах (осередках), розташованих на глибині 100-150 км в осередковій зоні землетрусів Вранча (Румунія), розташованій в області з'єднання Східних та Південних Карпат. В межах міста до даного часу не проводилися безперервні інструментальні спостереження, а тому немає записів тих сильних землетрусів, які відбулися в останні десятиріччя у глибокофокусній карпатській зоні. У зв'язку з цим на першому етапі досліджень максимального рівня струшування проводився аналіз та узагальнювався макросейсмічний матеріал, що характеризує інтенсивність коливання земної поверхні. Раніше (у першому наближенні) це було зроблено для всієї території України, у тому числі - для Київської області і міста Києва [12]. На кінцевому етапі досліджень, після одержання записів землетрусів різного енергетичного рівня сейсмічними станціями, які в майбутньому мають працювати в межах міста, з'явиться можливість розрахувати інтенсивність струшування (I) за даними зареєстрованих карпатських подій різної магнітуди (M) та проекстраполювати значення I, враховуючи значення максимальної магнітуди, характерної для найсильніших землетрусів району Вранча.

В останні десятиріччя у згині Карпат спостерігалися три руйнівних сейсмічних події - 4.03.1977, 30.08.1986, 30.05.1990 рр. При двох з них магнітуда перевищила 6.5, а при самому сильному (4.03.1977 р.) досягла 7.3. Інтенсивність струшувань в районі Києва при цих землетрусах склала 4-5 балів за шкалою MSK-64. У випадку останньої з означених подій (1990 р.) було проведено анкетне опитування жителів Києва про прояв коливань в їхніх квартирах та виникнення (або збільшення раніше виявлених) тріщин в стінах будинків, що належать до житлового фонду, а також до адміністративно-господарських та промислових об'єктів. За результатами аналізу отриманих даних вперше для району міста складено схему інтенсивності струшування землі, середній рівень якої оцінений в 4-5 балів. При цьому в тих частинах міста, де корінні породи розміщені ближче до поверхні, струси були слабшими, ніж на схилах та в обводнених районах існуючих та похованих річок [2]. Інтенсивність струсів вище 4 балів проявилася на деяких ділянках, розташованих на схилах, а також в обводнених алювіальних районах існуючих і похованих річок (райони Оболоні, Сирцю, р. Либідь, Лівобережжя Дніпра). З центру міста також надійшли відомості, що свідчили в основному про появу тріщин у штукатурці стін і перегородок у будинках, що належать як до житлового фонду (вул. Дарвіна, Лютеранська, Пилипа Орлика, Ярославів Вал, Андріївский узвіз), так і до адміністративного: Поштамту, Укрпрофу (м. Незалежності), Мінторгівлі (Львівська площа) та інших.

Магнітуда (M) цього землетрусу, за проявом якого побудована схема, що наведена на рис. 1, дорівнює 6.6, а M чотирьох інших сильних землетрусів XIX-XX століть (26.10.1802; 10.11.1940; 4.03.1977 та 30.08.1986 р.р.) значно перевищує це значення та відповідає 7.4; 7.3; 7.2 та 6.9. Тому можна висловити припущення, що у випадку землетрусів з M≈7.0 максимальна інтенсивність струшування в 5 балів, яка відповідає району м. Києва згідно з картою ЗСР-78, може виявитися заниженою відносно реальної. При узагальненні літературних даних, наведених в роботах [9, 10, 13] видно, що протягом останнього тисячоліття відбулося 11 землетрусів з M=7.0-7.4. Вірогідніше, що їхній перелік не зовсім повний, бо можливо, що інформація про значну частину подій, які відбулися в давні часи, втрачена.

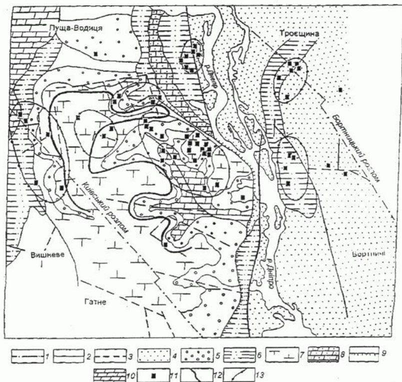
Згідно з конфігурацією 5-ти та 6-ти бальних ізосейст землетрусів 1802, 1940, 1977 та 1986 рр. [10], а також деяких інших сильних подій, показаних на рисунку, наведеному в роботі [12], середнє значення максимальної інтенсивності струшувань у Києві дорівнює 5 балам, тобто відповідає даним карти ЗСР-78. Однак при постановці робіт та проведенні додаткових досліджень макросеймічного матеріалу слід мати на увазі, що на фоні загальної генералізованої картини струшувань території міста можлива поява локальних відхилень в більшу або меншу сторону, які пов'язані як з місцевими умовами різних його ділянок, так і з особливостями (рельєфу, гідрогеологічними та іншими) поблизу окремих будівель.

Відомо, що у районі Києва флуктуації місцевих умов надто значні. Очевидно, цим і пояснюється те, що при деяких найдавніших землетрусах в літописах відзначені надто серйозні руйнування в районі міста. Зокрема за свідоцтвами, наявними в історичних літописах (Лаврентьєвському, Іпатьєвському, Никонівському, Воскресенському, Нестора та ін.), в Києві під час землетрусу 3.05.1230 р., при якому M=7.1, була зруйнована церква, а верх кам'яної трапезної дістав пошкодження [1]. При таких проявах сила струшувань може бути визнана такою, що істотно перевищує 5 балів. Хоча не можна виключити й того, що в цих будівлях, які можливо знаходились на пагорбах поблизу схилів, вже існували тріщини, що виникли при двох попередніх сильних землетрусах (M=7.0) - 1.04.1170 та 13.02.1196 рр. Мабуть, подібні сумніви виникли у автора роботи [3], який оцінив інтенсивність струшувань у Києві при землетрусі 1230 р. в 6 балів, але із знаком запитання.

Відповідно до конфігурації ізосейст 8-ми руйнівних землетрусів, наведених на зведеній карті в роботі [12], напрям випромінювання енергії з осередків Вранча та територія їх поширення значно відрізняється для ряду сейсмічних подій аналогічного енергетичного рангу. При загальній закономірності - витягнутості ізосейст всіх землетрусів в північно-східному напрямку - на деяких ділянках території України помітні відмінності в формі ізосейст для пар подій однакової M. Їх відмінності можуть бути пов'язані з різницею глибини осередків та з особливостями механізму землетрусів - різною спрямованістю руйнування середовища при формуванні головного магістрального розриву.

У зв'язку з цим не можна виключити, що у випадку майбутніх руйнівних землетрусів у районі Вранча M=7.0-7.4, (при більш значному фокусуванні енергії та збільшенні щільності її потоку в північно-східному напрямку від осередків і, зокрема, в сторону Києва), на території міста не станються струшування, що перевищать 5 балів, які до сьогоднішнього дня вважаються для нього граничними за інтенсивністю [5, 11, 14]. Згідно з наведеними фрагментами ізосейст окремих землетрусів, 6-ти бальна з них проходить за межами території Київської області, на різних відстанях від Києва - до ~ 150 км (1738 р.); 100 км (1790 р.); 40-50 км (1802 р.). При останньому з цих землетрусів, як згадано вище, інтенсивність струшувань у місті досягала 5-6 балів [10]. В оцінках бальності в районі Києва під час землетрусу 10.11.1940 р., магнітуда якого лише на 0.1 менша, ніж M землетрусу 26.10.1802 р., існують розбіжності. В зв'язку з тим, що магнітуди цих подій майже однакові, можна було б очікувати I>5 в Києві також при землетрусі 10.11.1940 р., але згідно [10] в місті відчувалися 4-5-ти бальні струшування, тому на його території проведено ізосейсту в 5 балів [5]. За даними карти ізосейст цього землетрусу, наведеної раніше в [2, 7], 5-ти бальна проходить південніше Києва. Тобто при використанні навіть одного й того ж макросейсмічного матеріалу, карти ізосейст, які побудовані різними авторами, не співпадають.

Отже наведені розбіжності в оцінці сили струшування, які виявлені під час аналізу ізосейст деяких найсильніших землетрусів як для Києва, так і для території України в цілому, дозволяють припустити, що при майбутніх землетрусах аналогічних 26.10.1802 р., коли I_0 в епіцентрі досягає 9-10 балів, I в районі Києва може становити 5+0.5 або навіть 5+1 бал. Найбільший ризик виникнення підвищеної бальності існує для ділянок місцевості зі складним рельєфом та іншими несприятливими умовами (високий рівень грунтових вод, наявність приповерхневих розломів тощо).



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13

Умовні позначення

1 - розломи Дніпровської зони, накриті молодими утвореннями; 2 - достовірні тектонічні порушення; 3 - можливі тектонічні порушення; 4 - комплекс порід терасового алювію на глауконіт-кварцевих пісках бучацької свити; 5 - те ж піщано-суглинкових четвертинних порід на пісках полтавської, бучацької та мергелях київської свит; 6 - те ж піщаного алювію пойми та першої тераси на алевритистих відкладеннях канівської свити; 7 - те ж піщано-суглинкових четвертинних порід на відкладеннях бучацької та канівської свити; 8 - те ж піщаного алювію першої тераси на мергелистих породах київської свити; 9 - ерозійний уступ правого берега Дніпра; 10 - комплекс четвертинних піщано-суглинкових порід льодовикової формації на мергелях київської свити; 11 - пошкодження будівель, викликані струсами, умовно віднесеними до п'ятибальних; 12 - границі території зі струсами до 5 балів; 13 - райони найбільших пошкоджень будівель та споруд, викликаних струсами, умовно віднесеними до п'ятибальних

Рис.1. Схема появів землетрусу Вранча 30.05.1990 р. на території Києва (геологічна основа за даними Інституту геологічних наук НАН України)

З проведеного співставлення макросейсмічного матеріалу різних землетрусів та аналізу одержаних даних випливає, що мінімальний період часу між найсильнішими карпатськими подіями (M=7.3-7.4) складає 100-150 років. Середній період повторюваності (T) землетрусів більш широкої смуги магнітуд від 7.0 до 7.5, розрахований при використанні подій 1738-1977 рр., дорівнює ≈ 50 рокам. Точність, з якою він оцінений, відповідає лише ≈ 45 %. Для підвищення точності оцінки T до 80 % необхідний інтервал часу для спостереження подій з такою M складає 1200 років, для досягнення 90%-ої точності він повинен перевищувати 4 тисячоліття [15]. На даний момент часу маємо (згідно з [9, 10, 13]) макросейсмічні відомості лише за останнє тисячоліття та інструментальні - за останні 50 років.

Отже, згідно з макросейсмічними відомостями [10] відносно прояву найсильнішого карпатського землетрусу XIX сторіччя (26.10.1802 р., M=7.4) на території України, I_{max} для району Києва відповідає 5-6 балам. (Питання про те, чи може статися в Карпатах землетрус M>7.4, залишається відкритим. Румунські сейсмологи вважають, що таке припущення має підставу, а згідно з даними [8], одержаними з врахуванням об'єму фокальної зони Вранча, M_{max} не може перевищити значення 7.5. Але при такому значенні магнітуди при витягнутості ізосейст в північно-східному на-

прямку, що властиво багатьом сильним землетрусам з цієї осередкової зони, 6-ти бальна ізолінія може пройти через територію м. Києва).

Аналізуючи рівень сейсмічності території Києва, неможливо зупинитися лише на даних про силу струшування земної поверхні в межах міста тільки під час сильних карпатських землетрусів. Платформні ділянки території України довгі роки відносили до асейсмічних, хоча з погляду сейсмонебезпеки, у тому числі і від місцевих осередків, вони заслуговують на увагу і серйозне вивчення. Відповідно до історичних свідчень [4] і карти ізосейст та епіцентрів землетрусів Східно-Європейської платформи [5], локальні сейсмічні події, що проявилися з інтенсивністю струсів у 5-7 балів, відбувалися в ряді областей України. Найбільш сильні з них відзначалися в Кіровоградській (поблизу межі з Черкаською) 7 балів (1873 р.); Донецькій 6 ± 1 балів (1937 р., район Констянтинівки); Харківській 5-6 балів (1858 р. і 1913 р.) і Чернігівській (1905 р.) 5 (± 1) балів, Тернопільський 6 балів (2002 р.)

Дослідження з виявлення сейсмонебезпечних зон на платформених ділянках України (зокрема, на Українському кристалічному щиті та його обрамленнях) обґрунтовані результатами вивчення загальних сейсмотектонічних закономірностей прояву сейсмічності на територіях інших стародавніх платформ. Встановлено, що землетруси пов'язані з зонами розломів, які знаходяться в середині структур, але найбільша сейсмоактивність виявляється в «шовних» зонах, на крайових прогинах і ділянках платформ, які до них прилягають. На основі такого підходу виявлено головні сейсмотектонічні провінції на Україні - Передкарпатсько-Дністровська, Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецька і Північно-Причорноморська [6]. У межах Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецької сейсмотектонічної провінції, що представляє інтерес при оцінці сейсмонебезпеки північної частини України, крайові зони порушень подані як сейсмогенні з M_{max}=4.5, а ті, які знаходяться усередині провінції, як зони із магнітудою до 3.5.

Тому більшу небезпеку представляє собою локальна порушеність земної кори в районі Києва і поблизу нього. У зв'язку з цим необхідно вивчати сейсмічність розломів Дніпровської зони, які сховані під молодими утвореннями та знаходяться безпосередньо під деякими районами міста - Київський і Бортницький розломи. Також необхідно провести комплексні мікросейсмічні, геоморфологічні й інші дослідження ділянок, що розташовані поблизу тектонічних порушень. Відомо п'ять достовірних тектонічних порушень, що проходять під територією міста (одне з них - під центральною його частиною). До проведення таких досліджень немає підстав стверджувати, що поблизу Києва не може виникнути локальний землетрус, при якому інтенсивність струшувань у межах міста досягне (або перевищить) 6 балів.

На закінчення, відповідно до вищевикладеного, відзначимо, що при оцінці максимальної інтенсивності струсів у районі Києва не варто обмежуватися даними про особливості прояву найсильніших карпатських землетрусів на території міста. Для оцінки рівня сейсмічної активності розломів і різного рангу тектонічних порушень, що проходять у районі Києва та поблизу нього, необхідно провести спеціальні дослідження геологічні, гідрогеологічні, геоморфологічні і роботи із сейсмічного мікрорайонування міста та сейсмічного моніторингу.

1. *Евсеев С.В.* Землетрясения Украины. Киев:Изд-во АН УССР, 1961. 75. Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. 3. *Евсеев С.В.* Интенсивность землетрясений Украины // Сейсмичность Украины. Киев:Наук. думка, 1968. 4. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР (с древнейших времен до 1975 г.) /Под ред. Н.В.Кондорской, Н.В.Шебалина. М.: Наука, 1977. 5. Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1980. 6. *Борисенко Л.С., Сафронов О.Н., Пустовитенко Б.Г.* Сейсмогенные зоны платформенной части Украины и Азово-Черноморского региона // Геодинамика и сейсмопрогностические исследования на Украине . Киев : Наук. думка, 1992. 7. *Сагалова Е.А.* К вопросу о сейсмическом районировании территории Буковины // Сейсмичность Украины. Киев :Наук. думка, 1969. 8. *Сагалова Е.А.* Реализация долговременного прогноза в зоне Вранча // Геофиз. журн. 1987. 9, №6. 9. *Ризниченко Ю.В., Друмя А.В., Степаненко Н.Я., Симонова Н.А.* Сейсмичность и сейсмоопасность Карпатского региона // Карпатское землетрясение 4.03.1977г. и его последствия / Под ред. А.В. Друмя. М.:Наука, 1980. 10. *Москаленко Т.П.* Карты изосейст землетрясений Карпатского региона // Карпатское землетрясение 4.03.1977г. и его последствия /Под ред. А.В.Друмя. М.:Наука, 1980. 11. *Чекунов А.В., Кутас В.В., Харитонов О.М.* Сейсмичность Киева // Геол. журн. 1991. №2. 12. *Харитонов О.М., Костюк О.П., Кутас В.В., Пронишин Р.С., Руденская И.М.* Сейсмичность территории Украины // Геофиз. журн. 1996. №1. 13. *Костюк О., Сагалова Е., Руденська І., Пронишин Р., Кендзера О.* Каталог землетрусів Карпатського регіону за 1091-1990 роки // Праці наукового товариства імені Шевченка. Том 1, геологія, геофізика, хімія, біохімія, матеріалознавство, механіка матеріалів. Львів. 1997. 14. *Кутас В.В.* Уровень сейсмической сотрясаемости территории Киева //Геофиз. журн. - 2000. - №3.

Надійшла до редколегії 20.02.08.

УДК 525.233+550.312

Ю. Дубовенко, канд. фіз.-мат. наук

ДЕЯКІ ОСОБЛИВОСТІ УТОЧНЕННЯ РЕЛЬЄФУ ГЕОЇДА ЗА ДАНИМИ СУПУТНИКОВОЇ ГРАВІМЕТРІЇ

Проаналізовано сучасний стан проблеми уточнення форми (ундуляцій) геоїда з урахуванням параметрів моделі гравітаційного поля Землі EGM-96 для еліпсоїда WGS-84 за доступними даними супутникових спостережень. Взаємозв'язок гравітаційного поля з ундуляціями геоїда проілюстровано на прикладі розрахованого прогину геоїда внаслідок землетрусу на Суматрі, а також на прикладі уточнення за відомими аномаліями геоїда параметрів точкових джерел густинних аномалій в північній Атлантиці. Вказана необхідність врахування непрямих ефектів.

З метою оцінки впливу часових варіацій гравітаційного поля внаслідок динаміки руху планети по орбіті запропоновано релятивістські вирази збільшення маси і повної енергії тіла в гравітаційному полі. В районах високоградієнтного поля величина флуктуацій повної енергії спів ставна з похибками спостережень Δg ***. Застосування формул в розрахунках ускладнено через відмінність наявних референц-систем.***

The modern stage of the geoid's form (undulations) revision is analyzed taking into account parameters of the Earth gravity model EGM-96 for WGS-84 ellipsoid. Relations of the gravity with the geoid's undulations are illustrated by means of example of the geoid's sagging accounted after the earthquake on Sumatra as far as of example of revision of the parameters of density anomalies point sources in northern Atlantic by the known geoid's anomalies. Necessity to account the indirect effects is pointed out.

To assign the influence of the time variations of gravity due to planet movement dynamics in its orbit relativistic the expressions of the mass and bodies full energy increasing in gravity field are formulated. In areas of highly gradient gravity the quantity of the full energy fluctuations is comparable with observation errors of Δg ***. Use of the formulas in practical computing is obstructed because of difference of the existing reference systems.***

Нерівномірний характер розподілу материків Землі, рельєфу їх поверхні і мас в її надрах спричиняє помітне відхилення земної поверхні від геоїда [1], що відображається в зовнішньому гравітаційному полі Землі. Відхилення її гравітаційного потенціалу від потенціалу точкової маси викликане відхиленням геоїда від еліпсоїда обертання (певний вплив на гравітаційне поле чинить нерегулярність обертання планети та припливні ефекти, впливом яких ми нехтуємо). Відтак, інформація про детальний розподіл потенціалу зовнішнього гравітаційного поля є важливим джерелом інформації про розподіл мас при побудові густинних моделей кори і верхньої мантії Землі. Форма поверхні геоїда під материками має складний вигляд і не піддається математичній формалізації, а характеризується допоміжною поверхнею – квазігеоїдом Молоденського, відхилення якого від геоїда визначають за формулою [2]: $\Delta = \frac{\gamma_m - g_m}{g_m} H^{\gamma}$, де γ_m і g_m – середні значення реальної і нормальної сили тяжіння для даної точки m поверхні Землі, H^{γ} – висота точки m поверхні над поверхнею квазігеоїда. Його відхилення від геоїда складає від кількох сантиметрів на рівнинах до 3 метрів в горах. Залежно від густини геологічного середовища, геоїд піднімається й опускається над реальною поверхнею Землі, змінюючи власну поверхню після великих землетрусів чи внаслідок розтягнутих в часі тектонічних процесів. У досупутникову епоху основним методом вивчення гравітаційного поля був гравіметричний: одна з останніх моделей гравітаційного поля за його даними збудована Н.П. Грушинським [3].

На сучасному етапі одним з провідних методів вивчення гравітаційного поля Землі та динаміки морського геоїда є супутникова альтиметрія, яка поряд з уточненням аномалій сили тяжіння надає можливість уточнення детальної структури геоїда та наземної топографії. Поєднання даних інтегрованої бази даних супутникової альтиметрії з цифровою базою даних топографії земної поверхні ETOPO 2' (68 млн. точок висот в рівномірній мережі 2'×2' в проекції Меркатора в діапазоні широт ±72°) дозволяє вивчати структуру розломних зон і літосфери, шельфових родовищ вуглеводнів, динаміку підводних вулканів, тощо.

Завдяки успіхам супутникових методів визначення сили тяжіння (при точності положення супутника ~ ±2 *см* зросла точність визначення коефіцієнта при другій зональній гармоніці $J_2 = (C - A)/Ma^2$, що відповідає за стиск планети – одного з основних параметрів, необхідних для розгортання карт на земній поверхні. Для WGS 84 $J_2 = 108263 \cdot 10^{-8}$) поверхню геоїда розраховують за значеннями аналітичної моделі гравітаційного потенціалу планети відносно фіксованої зовнішньої точки P (інтеграл за об'ємом планети), який чисельно знаходять за допомогою *розкладу гравітаційного потенціалу в ряд за сферичними функціями* [4, 5]:

$$V(P) = \frac{f}{r}\left[1 + \sum_{n=0}^{\infty}\sum_{m=0}^{n}\left(\frac{a}{r}\right)^n \left(C_{nm}\cos m\lambda + S_{nm}\sin m\lambda\right)P_{nm}(\sin\varphi)\right], \quad (1)$$

де r – радіус-вектор, a – екваторіальний радіус (6378137 м для WGS 84), m – порядок гармоніки, n – її ступінь, φ – геоцентрична широта, λ – геоцентрична довгота, $f = GM$ – геоцентрична гравітаційна стала ($3986004.418 \cdot 10^8$ м^3/с^2 для земного еліпсоїда WGS 84), C_{nm} і S_{nm} – нормовані коефіцієнти, що визначаються формою та розподілом мас всередині планети, $P_{nm}(\sin\varphi)$ – *приєднана функція Лежандра*. Відхилення, що відповідають гармонікам високого порядку, в цій моделі задані точковими джерелами з врахуванням глобальної симетрії поля вздовж осі обертання еліпсоїда.

Що з урахуванням зональних моментів J_n набуває вигляду:

$$V(P) = \frac{f}{r}\left[1 - \sum_{n=2}^{\infty}\left(\frac{Q}{r}\right)^n J_n P_n(\cos\gamma) + \sum_{n=2}^{\infty}\sum_{m=1}^{n}\left(\frac{Q}{r}\right)^n (c_{nm}\cos m\lambda + s_{nm}\sin m\lambda)P_{nm}(\cos\gamma)\right] \quad (1')$$

Залежно від вирішуваних задач, пред'являють різні вимоги до детальності вихідних даних, числа членів розкладу та вихідних параметрів. Збудовано багато моделей гравітаційного поля Землі різного ступеня точності, проте виявлено, що з ростом ступеня і порядку розкладу знижується точність визначення його коефіцієнтів. Для опису регіонального поля нерідко достатньо моделі зі ступенем і порядком не більше 36, а для потреб наземної геодезії достатньо і гармонік 18-го ступеня та порядку [6]. Найдетальнішою є модель з числом розкладу до 360-го члена ряду, що отримала шифр EGM-96. Повна модель EGM-96 для еліпсоїда WGS-84 містить всі гармоніки ряду (1) до 360 ступеня і до 360 порядку, що описані 130317 коефіцієнтами [7]. Точніші розрахунки гравітаційного поля Землі вимагають врахування гравіаномалій, які в даній моделі представлені коефіцієнтами C_n, що обчислюються за формулою $C_n = \gamma^{-2}(n-1)\sum_{m=0}^{n}\left(C_{nm}^2 + S_{nm}^2\right)$, де γ – середнє значення нормальної сили тяжіння, яке для еліпсоїда WGS-84 дорівнює 979764,4656 мГал [8, 9].

Вищезгадана модель нині є основоположною для розрахунку координат точок поверхні геоїда в просторових полярних координатах за формулою Брунса, яка стосовно моделі гравітаційного поля (1) видозмінюється до виду:

$$N = \frac{f}{r\gamma_0}\left[1 + \sum_{n=2}^{\infty}\sum_{m=0}^{n}\left(\frac{a}{r}\right)^n P_{nm}(\sin\varphi)\left(C_{nm}\cos m\lambda + S_{nm}\sin m\lambda\right)\right], \quad (2)$$

де γ_0 – нормальна сила тяжіння, N – перевищення поверхні геоїда над поверхнею земного еліпсоїда (рис. 1).

Однак модель EGM-96 [7] розрахована за сферичною гармонічною моделлю зовнішнього гравітаційного потенціалу Землі без належного врахування сферично-несиметричної частини поля [10], тоді як ще в кінці 70-х рр. минулого століття в [11] поєднано обидва загальновідомі підходи – аналітичний і чисельний – розрахунку поля сили

тяжіння. Сферично-симетрична частина подана рядом (1) за сферичними функціями, а відхилення (гармоніки високого порядку) – точковими джерелами.

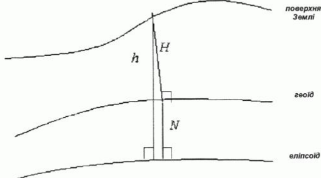


Рис. 1. Перевищення H над геоїдом, висота h еліпсоїда і висота геоїда (ундуляція) N над еліпсоїдом

Останні роботи [12-14] в цій сфері пов'язані з обробкою результатів надточного вимірювання гравітаційного поля за допомогою місій супутників GRACE і CHAMP. Введена в 2002 році на 500-кілометрову орбіту на відстані 220 км один від одного з'язка супутників GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment – вивчення гравітаційного поля і клімату) за допомогою радарної системи на протязі понад двох років вимірювала гравітаційне поле і відстань до поверхні Землі. За результатами вимірювань збудована нова модель геоїда [15], і карта *розподілу гравітаційного поля Землі в динаміці*, на якій відображено всі переміщення води у світовому океані, які відбуваються через зсуви речовини в товщі Землі. Така карта при належній детальності відбиває всі зміни форми геоїда, і, відповідно, гравітаційного поля Землі. За даними супутника GRACE збудовано картографічні моделі GGM02 зміни гравітаційного поля Землі в часі. Гравітаційні аномалії та перевищення геоїда за даними вимірювань супутника CHAMP наведено в статті [15]. Отримана в рамках місії GRACE модель аномалій геоїда на даний момент є найточнішою його апроксимацією: похибка обчислення перевищень ε_{Δ} не перевищує 0.3 м.

Схема аномалій геоїда, отриманих за даними GRACE, наведена в статті [17]. Автор аналізу [17] доводить, що аномалія геоїда є суперпозицією трьох компонент: у високочастотній (короткохвильовій, за англомовною термінологією) відображені основні геотектонічні елементи земної кори, в середньочастотній – будова верхньої мантії в областях сейсмотектонічної активності, а низькочастотна „відповідає" за ступінь деформації земного еліпсоїда за умов зміщення географічних полюсів на 10´. При цьому чітко виявлена тісна кореляція локальних аномалій геоїда з локальними ізостатичними аномаліями сили тяжіння, а регіональних аномалій геоїда – зі структурними особливостями верхньої мантії (на прикладі України). Загальна форма геоїда відбиває глибинні (понад 500 км) варіації густини в мантії. З метою підсилення дрібномасштабних особливостей геоїда його високочастотні аномалії, отримані за даними супутникових спостережень, перетворюють в гравіаномалії за формулою Стокса або ж за формулою Лапласа (через похідні за висотою геоїда, саме так отримана карта Сандвела-Сміта морських гравіаномалій) [5; 9].

Цифрові бази даних альтиметрії (згадана ETOPO2) дозволяють уточнити розподіл рельєфу дна, в якому відображена вся еволюція океанів, в тому числі й сучасна геодинаміка. В роботі [22] за допомогою статистичного аналізу виявлена глобальна симетрія (щодо площини тектонічного екватора, нахиленого до географічного під кутом 44°) й асиметрія (щодо осі обертання і географічного екватора) в розподілі рельєфу дна океанів і континентів в рівноплощинній картографічній косій проекції Ламберта. Максимальне відхилення площини тектонічного екватора від площини географічного екватора в східній півкулі за величиною і напрямом співпадає з довжиною і напрямом хребта на 90-му градусі в Індійському океані (тут існує максимальна аномалія рельєфу континентів). Пряма, що утворена перетином площин симетрії і антисиметрії, є віссю антисиметрії глобального рельєфу (рис. 2). Еволюція океанів стверджується як єдиний геотермічний процес, а проілюстрована теплова рівновага океанів заперечує подальший масштабний спрединг.

Повертаючись до висновків праці [17] в частині, що стосується тлумачення частотних компонент аномалій геоїда, на нашу думку, варто врахувати виявлену в [22] глобальну симетрію розподілу води і суші на планеті, тим паче, що вона однозначно проявляється як у відображенні в частотних компонентах аномалій геоїда, так і в схемі основних тектонічних елементів Землі.

Варто зауважити, що прямокутна картографічна проекція є найлегшою для картографічного супроводження локальних і регіональних побудов (в тому числі і тектонічних), проте малопридатна для аналізу глобальної симетрії рельєфу геоїда. Оскільки ми поки що не маємо змоги спроектувати карти аномалій сили тяжіння і геоїда на кулю (перше наближення форми геоїда), то з метою мінімізації спотворень в рамках глобальних побудов, очевидно, доцільно користатись косою рівноплощинною проекцією Ламберта з урахуванням основних мобілістських положень сучасної тектоніки. Ілюстрація законів симетрії в проекції Ламберта буде більш наочною і зрозумілою.

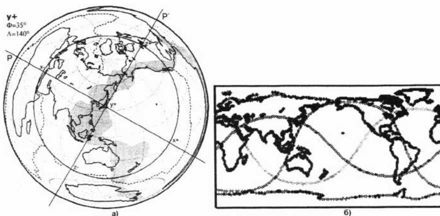


Рис. 2. Коса рівно площинна проекція Ламберта земного рельєфу з центром в точці у+ (35° пн. ш. і 140° сх. д.) з елементами симетрії-антисиметрії в розподілі континентів і океанів: Р – площина тектонічного екватора, Р' – площина антисиметрії (заливкою виділено Тихоокеанський тектонічний пояс, пунктиром – осі серединно-океанічних хребтів, ортогональних до тектонічного екватора) – а); вигляд 3-х основних кругів симетрії-антисиметрії в прямокутній проекції Меркатора – б) [14]

Більш яскраво взаємозв'язок гравітаційного поля та геоїда ілюструється наслідком 9-бального землетрусу на Суматрі (Південно-Східна Азія) від 26 грудня 2004 року. Ця подія залишила "шрам" у гравітаційному полі Землі та змінила рельєф дна Індійського океану – на ньому утворився рубець довжиною близько 1000 кілометрів та висотою до 6 м. При цьому геоїд, за нашими оцінками, мусив прогнутися на N =18,07 мм.

Дійсно, якщо не зважати на вплив кутового прискорення $k\omega^2 a$ сили тяжіння, то найпростіший взаємозв'язок між аномаліями сили тяжіння Δg та ундуляціями геоїда N з довжиною хвилі $\lambda = 2\pi R/n$ задається формулою [9]:

$$\Delta g = \frac{2\pi\gamma_0 N}{\lambda} = \frac{\gamma_0 N n}{R} \qquad (3)$$

де γ_0 = 979764,4656 мГал – середнє значення земної сили тяжіння, R =6378137 м – середній радіус Землі, n = 360 – порядок сферичної гармоніки (всі параметри зазначено для моделі поля EGM-96 - порівняно з попередніми моделями уточнено значення γ_0, R, n, що входять до формули (3), що дало змогу уточнити значення N, в конкретному випадку (для прогину на Суматрі) більш, ніж на 0,5 мм), $\lambda \approx 111{,}195$ км. Звідси отримуємо $N = \frac{\Delta g \lambda}{2\pi\gamma_0}$, або, врахувавши λ, $N = \frac{\Delta g R}{\gamma_0 n}$. Взявши осереднене в одноградусній трапеції значення сили тяжіння (наприклад, з онлайнової бази даних ETOPO2 на http://topex.ucsd.edu) для регіону о. Суматри, отримуємо вищезгадану оцінку.

Надалі, щоб прояснити методику оцінки аномалії геоїда, скористаємося аналітичними виразами з роботи [18]. В цій роботі запропонований підхід до побудови аналітичної моделі поля на основі *спільної інтерпретації* даних ундуляцій геоїда і аномалій сили тяжіння, який дозволяє врахувати сферично-несиметричну частину поля сили тяжіння на основі його точкової моделі. Припускаючи, що ундуляцію геоїда N та приурочену до неї аномалію сили тяжіння Δg викликає одна й та ж точкова маса Δm на глибині r, і розв'язуючи систему рівнянь відповідних аномалій потенціалу та сили тяжіння, автор отримує формули для оцінки параметрів маси Δm та глибини залягання r точкового джерела, пов'язані з величиною ундуляцій геоїда N, розрахованих за (2), та гравіаномалій Δg:

$$r = \frac{\bar{\gamma}_0 N\cos\beta}{\Delta g}, \quad \Delta m = \frac{(\bar{\gamma}_0 N\cos\beta)^2}{f\Delta g} = \frac{r^2\Delta g}{f}, \qquad (4)$$

де $\bar{\gamma}_0$ – нормальне значення сили тяжіння, взяте посередині перевищення N, β – кут між нормалями до геоїда та референц-еліпсоїда (так зване відхилення виска), f має таку ж величину, як і у виразі (1). За цими виразами автор пропонує оцінювати параметри розподілу мас в глобальних геогустинних моделях та уточнювати точкові моделі сферично-несиметричної компоненти гравітаційного поля Землі.

До речі, при підстановці виразу (3) в значення (4) отримуємо для точкової маси Δm дещо простішу оцінку, яка не залежить від величини сили тяжіння Δg, легко алгоритмізується, але дає порівняно з (4) менш точні результати:

$$\Delta m = \frac{\bar{\gamma}_0 N R\cos^2\varepsilon}{nf}. \qquad (4')$$

її можна використовувати для обчислення граничних значень мас (апріорні обмеження) на деякій площі.

Зокрема, для наведених в зазначеній праці [18] оцінок параметрів глибинних неоднорідностей південно-західної частини Північноамериканської котловини в Атлантиці, нам вдалось уточнити параметри r і Δm шляхом точнішого розрахунку ундуляцій геоїда N згідно формули (3). Отримані нами параметри порівняно з наведеними в [18], а також відносний рівень уточнення ілюструє наступна таблиця:

Таблиця 1. Уточнення параметрів аномальних точкових джерел в Північноамериканській котловині Атлантики

№	N, м	Δg, мГал	r, км	Δm, кг	$r_{отн}$, $\Delta m_{отн}$
1.	-52	-40	909	$-6{,}939\cdot10^{18}$	3,58%
2.	-53	-30	1106	$-8{,}442\cdot10^{18}$	2,33%
1'	-52,33	-40	914,55	$-7{,}021\cdot10^{18}$	1,2%
2'	-54,24	-30	1131,79	$-8{,}065\cdot10^{18}$	4,7%

При цьому значення Δg взято з атласу гравіметричних карт Атлантичного океану за 1984 рік; при отриманні уточнених значень Δg інші параметри точкових аномалій теж зазнають відповідних змін. Точність сучасних даних супутникової альтиметрії складає 5 мГал при просторовому розділенні 20 км, що достатньо для отримання геоїда потрібної точності на морських акваторіях, але, на нашу думку, недостатньо для регіональних побудов на суші.

Згаданий прогин на о. Суматрі, так само як і аномалії геоїда в північній Атлантиці, мав би зафіксувати за відхиленням гравітаційного поля запущений у 2007 році супутник GOCE (Gravity Field and Ocean Circulation Explorer, точність виміру аномалій поля сили тяжіння ~ 1 мГал, перевищень геоїда – ~1-2 см), проте публікації на цю тему нам невідомі. Ця оцінка, до речі, зайвий раз підкреслює, наскільки точним має бути геоїд для того, щоб отримувані з нього аномалії сили тяжіння представляли інтерес для промислової геофізики, а не лише для задач вищої геодезії.

Часові зміни сили тяжіння викликані або земними припливами і варіаціями обертання Землі, або перерозподілом внутрішніх мас. Перші мають систематичний короткоперіодичний характер, очевидний з повторних спостережень, і при сучасній точності спостережень легко враховуються спеціальними засобами [19], тоді як моніторинг змін в розподілі внутрішніх мас є окремою складною задачею. Ці зміни, спричинені внутрішньою геодинамікою земної кори (землетруси й активний вулканізм), цікаві з точки зору їх використання як передвісників цих явищ. Моніторинг варіацій Δg до і після активної фази створюватиме базу для розробки динамічних моделей накопичення-розрядки напруг при землетрусах та міграції магми і варіацій густини у вулканічних районах; в нашій країні такий моніторинг доцільно розгорнути в Карпатах на полігонах ІФДТУНГ.

Ми вважаємо, що при застосуванні цих виразів з метою отримання більш точних глобальних оцінках внутрішньої будови Землі слід враховувати так звані непрямі ефекти (варіації сили тяжіння $\delta\Delta g = -0{,}3086N$ внаслідок ундуляцій геоїда, можуть досягати до 30 мГал на глобальній мережі) [9], а також деякі тонкі ефекти, пов'язані з динамікою руху планети по орбіті та флуктуаціями поверхні геоїда. На практиці у високочастотних (короткохвильових, з λ <100 км) компонентах аномалій геоїда, які використовуються для аналізу локальних особливостей геоїда (наприклад, для території України), недоцільно враховувати ундуляції геоїда через високий ступінь їх гладкості (через малість градієнта δg це веде до несуттєвого для практики уточнення Δg).

До речі, саме через гладкість геоїда в областях малої міри слід послуговуватись в процедурах редукцій сили тяжіння величиною висоти еліпсоїда h, а не перевищень геоїда H, щоб не вносити похибок у виправлені значення Δg. Пояснюється це наступними міркуваннями. В геодезії, звідки поправки за висоту точки спостереження запозичені геофізиками, виміряні значення Δg потрібні для визначення форми геоїда, для чого їх і редукують з поверхні Землі на рівень моря (припускається, що його поверхня співпадає з геоїдом). Тому в таких редукціях геодезисти використовують топографічні висоти (перевищення над геоїдом), отримані шляхом нівелювання, замість висоти над еліпсоїдом. В геофізиці значення $\Delta g_{ij} = A_{ij}\zeta_{ij}$ необхідні для вивчення густинної будови $\zeta(\xi_i, \eta_j)$ всередині планети, тому гравіаномалії трактуються як різниця між спостереженим значенням $\Delta\widetilde{g} = \Delta g + \delta_g$ та нормальним значенням γ, обчисленим для референц-еліпсоїда за однією з відомих міжнародних формул (одна з таких наведена в додатку). При цьому неявно допускається, що редукція "у вільному повітрі" вимітає маси, що лежать під поверхнею вимірювань – вище поверхні геоїда (топографічні висоти рельєфу) на поверхню геоїда, тобто має справу з перевищеннями над геоїдом H, а не над еліпсоїдом h. Іншими словами, вважається, що рівень геоїда перевищує поверхню еліпсоїда (відсутні від'ємні ундуляції геоїда), що не завжди відповідає дійсності.

Звідси є очевидним необхідність врахування як величини відхилення геоїда від еліпсоїда, так і напряму таких відхилень. Відхилення прямовисної лінії (напрямів реального (з геоїда) й нормального (з еліпсоїда) поля сили тяжіння), зумовлене складністю фігури і внутрішньої будови Землі, враховує поправка Брунса-Жонголовича, що вноситься в значення Δg. Для його обчислення використовують просторовий розподіл аномального поля Δg на референц-еліпсоїді, отриманий за даними супутникової гравіметрії чи обчислений за моделлю EGM-96. В [20] розроблено методику розрахунку відхилення прямовисної лінії на основі методу лінійних інтегральних зображень. Аномальне гравітаційне поле на будь-якому рівні відновлюється методом S-апроксимацій, який заснований на зображенні гармонічних функцій Δg сумою потенціалів простого та подвійного шару на горизонтальній площині та вирішенні від-

повідної системи лінійних рівнянь методами Лаврентьєва і Страхова. В розрахунку такого відхилення в гірській місцевості враховують вплив пересіченого рельєфу.

Для аналізу високочастотних впливів з метою вирішення практичних інженерно-геологічних, екологічних чи пошукових задач доцільніше використовувати не аномалії геоїда, а відповідним чином трансформовані з них карти градієнтів сили тяжіння. Однак, при цьому необхідно враховувати міру області трансформації: згідно [21], розв'язки відповідних граничних задач для градієнтів сили тяжіння (як і для їх модулів, якими, по-суті, є гравіметричні дані) визначаються в локальній області з точністю до сталої – функції від розмірів і форми області, а критерії для "склейки" таких розв'язків відсутні. З огляду на це в [21] нелінійний ітераційний алгоритм на основі вирішення послідовності граничних задач, який можна адаптувати і для градієнтів, трансформованих з аномалій геоїда. В той же час, ігнорування поправок за ундуляції геоїда (непрямих ефектів) в мінерально-сировинних дослідженнях може призвести до помітних похибок у визначенні варіацій $\delta\Delta g$ в районі досліджень. Щоб розрахувати глобальну модель варіацій сили тяжіння, спричинених непрямими ефектами, потрібно мати в розпорядженні точну модель аномалій геоїда, що на даному етапі нам недоступно (перерахунок з моделі гравітаційного поля EGM-96 вимагає величезних чисельних потужностей).

Щоб розібратись з впливом ефектів (надзвичайно малих порівняно з іншими), пов'язаних з динамікою руху планети, на варіації $\delta\Delta g$, скористаємось окремими положеннями роботи [22].

В контексті взаємозв'язку збурень електричного та магнітного полів Землі зі збуреннями поля сили тяжіння в роботі [22] вводиться поняття так званої повної енергії тіла, варіації якої можна фіксувати та використовувати як неявних передвісників землетрусів, як це має місце з пертурбаціями іоносфери. При всій спірності цього тезису (хоча ідеї про спільну природу гравітації та електромагнетизму витають в повітрі, про що свідчить, наприклад, праця [23]), там є раціональне зерно. Зокрема, запропоновано описувати часові зміни гравітаційного поля в термінах релятивістських варіацій повної енергії збуреного тіла. Застосуємо їх для опису зовнішнього гравітаційного поля Землі. Зовнішнє поле сили тяжіння земного еліпсоїда фактично визначають чотири параметри *a*, *r*, *f*, *ω*, які входять в рівняння нормального потенціалу сили тяжіння з урахуванням центробіжного потенціалу. Згідно прийнятих нами позначень це рівняння матиме вигляд:

$$V(\bar{r})=\frac{f}{r}\left[1+\sum_{n=2}^{\infty}\sum_{m=0}^{n}\left(\frac{a}{r}\right)^{n}P_{nm}(\cos\varphi)(C_{nm}\cos m\lambda+S_{nm}\sin m\lambda)\right]+\frac{\omega^{2}}{2}r^{2}\sin^{2}\varphi, \qquad (5)$$

де r – радіус-вектор (відстань до поверхні планети), f – гравітаційна стала, a – екваторіальний радіус, ω – кутове прискорення, $\omega=7292115\cdot10^{-11}$ рад/с. Величину релятивістського збільшення маси (дефект мас) тіла в нормальному полі сили тяжіння визначає вираз

$$\delta m=\frac{m_{0g}}{c^{2}}\left[\frac{f}{r}\left[1+\sum_{n=2}^{\infty}\sum_{m=0}^{n}\left(\frac{a}{r}\right)^{n}P_{nm}(\cos\varphi)(C_{nm}\cos m\lambda+S_{nm}\sin m\lambda)\right]+\frac{\omega^{2}}{2}r^{2}\sin^{2}\varphi\right], \qquad (6)$$

де m_{0g} – маса тіла, що вільно падає. Величину релятивістського збільшення повної енергії тіла в нормальному гравітаційному полі задає вираз:

$$\delta E=m_{0g}\left[\frac{f}{r}\left[1+\sum_{n=2}^{\infty}\sum_{m=0}^{n}\left(\frac{a}{r}\right)^{n}P_{nm}(\cos\varphi)(C_{nm}\cos m\lambda+S_{nm}\sin m\lambda)\right]+\frac{\omega^{2}}{2}r^{2}\sin^{2}\varphi\right]=m_{0g}V(\bar{r}). \qquad (7)$$

Відповідні величини з урахуванням значення нормального потенціала визначаються за формулами

$$\delta m=\iiint\frac{\rho(\bar{r})}{c^{2}}\left[\frac{f}{r}\left[1+\sum_{n=2}^{\infty}\sum_{m=0}^{n}\left(\frac{a}{r}\right)^{n}P_{nm}(\cos\varphi)(C_{nm}\cos m\lambda+S_{nm}\sin m\lambda)\right]+\frac{\omega^{2}}{2}r^{2}\sin^{2}\varphi\right]d\omega,$$

$$\delta E=\iiint_{V}\rho(\bar{r})\left[\frac{f}{r}\left[1+\sum_{n=2}^{\infty}\sum_{m=0}^{n}\left(\frac{a}{r}\right)^{n}P_{nm}(\cos\varphi)(C_{nm}\cos m\lambda+S_{nm}\sin m\lambda)\right]+\frac{\omega^{2}}{2}r^{2}\sin^{2}\varphi\right]d\omega. \qquad (8)$$

При підйомі речовини в полі сили тяжіння на висоту *h* повна енергія ΔE_h зменшується, згідно формули:

$$\delta E=\iiint_{V}\rho(\bar{r})\left[\frac{fM}{r+h}\left[1+\sum_{n=2}^{\infty}\sum_{m=0}^{n}\left(\frac{a}{r}\right)^{n}P_{nm}(\cos\varphi)(C_{nm}\cos m\lambda+S_{nm}\sin m\lambda)\right]+\frac{\omega^{2}}{2}(r+h)^{2}\sin^{2}\vartheta\right]d\omega. \qquad 9)$$

Звісно, що часові варіації поля сили тяжіння в певній ділянці геоїда неминуче призводять до змін повної енергії речовини літосфери, а також атмосфери й іоносфери, тобто зміни електромагнітних властивостей речовини земної кори, як зазначає автор [24]. Врахування таких варіацій необхідне для якомога повнішого опису реальних густинних неоднорідностей, що є підґрунтям для створення найбільш оптимальної та такої, що відповідає сучасним запитам, чисельно-аналітичної моделі гравітаційного поля Землі. Адже чим достовірніше збудована така модель, тим якісніше можна буде виділяти аномалії гравітаційного поля та прослідкувати їх динаміку. Таким чином, при розрахунках точкових мас Δm за формулою (4) потрібно враховувати поправки δm за виразом (8).

Нам видається слушним зробити тут кілька зауважень. По-перше, використати повною мірою фундаментальний прояв зовнішнього гравітаційного поля планети, що проявляється у збільшенні її повної маси і повної енергії в полі сили тяжіння на даному етапі не представляється можливим з суто технічних міркувань та відсутності достатньої кількості вимірів абсолютних значень поля сили тяжіння. По-друге, величина флуктуацій повної енергії буде співмірна з похибками спостережень, і в районах високоградієнтного поля не матиме геологічної змістовності. Точніші оцінки такого внеску ще потрібно буде здійснити, розрахувавши їх за даними цифрової моделі поля для прийнятого в нас референц-еліпсоїда Красовського. Використати з цією метою наявні у відкритому доступі дані супутникової аль-

тиметрії безпосередньо теж неможливо через різницю референц-поверхонь та відповідних їм формул розрахунку аномалій сили тяжіння. На відміну від еліпсоїда Красовського, в онлайнових базах даних альтиметрії використано квазігеоїд WGS-84, нормальна сила тяжіння для якого обчислюється за формулою:

Розходження значень γ_0, отриманих за цією формулою, зі значеннями, отримуваними за формулою Гельмерта,

$$\gamma_0 = 978030 \cdot \left(1 + 0.005302 \cdot \sin^2 \varphi - 0.000007 \cdot \sin^2 2\varphi\right) - 14, \qquad (10)$$

досягають 17.46-17.59 мГал для широт 68°-72°, причому це розходження є функцією широти й довготи одночасно (рис. 3). Широта й довгота однієї і тієї ж точки на двох вказаних еліпсоїдах буде різною, в чому можна легко переконатись, задавши, наприклад, в координатному калькуляторі ГІС ERDAS Imagine для вхідних і вихідних даних одну й ту ж проекцію, але різні еліпсоїди. Такий перерахунок в рамках сучасних ГІС не представлятиме труднощів, якщо будуть відомі параметри зв'язку поверхонь відносності. Нам такі параметри поки що недоступні, тоді як технологія перетворення координат в різних геодезичних системах представлена в мережі інтернет, зокрема [25], і є спрощеним варіантом програмного забезпечення для систем навігації [8].

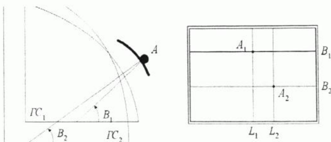


Рис. 3. Розходження координат в різних системах відліку: положення точки *A* щодо двох еліпсоїдів в просторі (а) та на прямокутній картографічній проекції (б)

Загальним висновком роботи є обґрунтована можливість потенційного уточнення параметрів локальних ділянок геоїда за виразом (3) і параметрів точкових джерел глибинних густинних неоднорідностей за формулами (4), (4'), (8) за характеристиками гравітаційного поля Землі (1), а також аномалій геоїда, отриманих з супутникових даних. Крім того, проілюстрована кореляція глобальної симетрії-антисиметрії в розподілі меж континентів і океанів з симетрією елементів глобальних аномалій геоїда та розташуванням глобальних елементів земної тектоніки.

Висловлюю щиру подяку проф. Г.Т. Продайводі за цінні зауваження, що сприяли вдосконаленню даної праці.

1. *Грушинский Н.П.* Теория фигуры Земли и планет. – М.: Физматгиз, 1963. 2. Справочник геодезиста: В 2-х кн. Кн. 1 / Под ред. *В.Д. Большакова, Г.П. Левчука.* – 3-е изд. – М.: Недра, 1985. 3. *Пантелеев В.Л.* Физика Земли и планет. Курс лекций. – М.: Изд-во МГУ, 2001. 4. *Weightman J.A.* Gravity. geodesy and artificial satellites a unified analytical approach/ The Use Artif. Satellites for Geodesy: Publ. Nat. Techn. Univ. Atens. – 1967. – 2. 5. *Dziewonski A.M., Anderson D.L.* Preliminary reference Earth model // Phys. Earth and Planetary Interiors. – 1981. – 525. № 4. 6. *Торге В.* Гравиметрия: Пер. с англ. – М.: Мир, 1999. 7. *Lemoine, F.G., Kenyon, S.C., Trimmer, R., Factor, J., Pavlis, N.K., Klosco, S.M., Chinn, D.S.* EGM96 The NASA GSFS and NOMA joint geopotential model // NASA Tech. Memorandum, 1997. 8. *Комаровский Ю.А.* Использование различных эллипсоидов в судовождении. Уч. пос. Изд. 2-е. – Владивосток, 2005. 9. *Li Xiong, Götze Hans-Jürgen.* Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy, and geophysics // Geophysics. – 2001. – 66, № 6. 10. *Smith D.A.* There is no such thing as the EGM96 geoid: subtle points on the use of a global geopotential model // IgeS Bulletin № 8. – International Geoid Service. – Milan, 1998. 11. *Тараканов Ю.А., Чересченко Т.Н.* Интерпретация крупнейших гравитационных аномалий Земли // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. – 1979, № 4. 12. *Reigber, Ch., Jochmann, H., Wünsch, et others.* Earth gravity field and seasonal variability from CHAMP // в кн. Reigber, Ch., Lühr, H., Schwintzer, P., Wickert, J. (ред.). Earth observation with CHAMP - results from three years in orbit. Berlin: Springer, 2004. 13. *Reigber C., Schmidt R., Fletcher F., König R., Meyer U., Neumayer K.H., Schwintzer P., Zhu S.Y.* An Earth gravity field model complete to degree and order 150 from GRACE: EIGEN-GRACE02S // Journal of Geodynamics. – 2005b. – V. 39. 14. *Кабан М.К., Гайзбер К.* Новые возможности гравитационного моделирования с использованием данных спутников CHAMP и GRACE // Физика Земли. – 2005, № 11. 15. Visualization of Geoid Models and Model Differences // http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/potato/Potato.html 16. *Шумаков Ф.Т.* Об использовании в моделях мироздания свойств полной энергии вещества в возмущенном гравитационном поле // Sententiae: наук. праці Спілки дослідн. модерної філософії. Спецвип. 2. Дніпропетр., 2005. 17. *Довбнич М.М.* Разночастотные составляющие аномалий геоида, их структура и природа // Геофиз. журн. – 2007. – 29, № 5. 18. *Козленко Ю.В.* Комплексное использование ундуляций геоида и аномалий силы тяжести для плотностного моделирования // Геофиз. журн. – 2005. – 27, № 6. 19. *Barthelmes F.* Low-pass filtering of gravity field models by gently cutting the spheric garmonic coefficients of higher degrees // Journal of Geodynamics. – 2005b. – V. 39. – P. 307-309. 20. *Степанова И.Э.* Вычисление уклонений отвесной линии и превышений геоида в некоторых районах Атлантики с применением метода линейных интегральных представлений // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравиметрических, магнитных и электрических полей, Ухта, 29.01-3.02.2008 г.: Мат. 35-й сессии Межд. семинара им. Д.Г. Успенского. – Ухта, 2008. 21. *Якимчик А.І.* Гранична задача відновлення потенціалу за значеннями модуля його градієнта: Автореф. дис... канд. фіз.-мат. наук. 04.00.22. – Київ: ІГФ, 2001. 22. *Казанский Б.А.* Батиметрический анализ океанов: Автореф. дис... д-ра геогр. наук. – Владивост., 2007. – 42 с. 23. *Карпенко В.Н.* О единой природе гравитации и электромагнетизма // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей, Ухта, 29.01-3.02.2008 г.: Мат. 35-й сессии Межд. семинара им. Д.Г. Успенского. – Ухта, 2008. – С. 108-111. 24. *Якимчик А.И., Дубовенко Ю.И., Черная О.А.* Построение линейных аналитических аппроксимаций по результатам гравиметрических сьемок морских акваторий // Моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища: Мат. VII Міжн. наук. конф. – Київ, 2007. 25. http://www.ngs.noaa.gov/Geiod/Research_Software/research_software.html .

Надійшла до редакції 23.04.08.

УДК 550.83-11.35412

В. Буковський, ген. директор ПДРГП «Північгеологія», А. Сухорада, канд. геол.-мін. наук,
О. Круглов, канд. геол. наук, С. Попов, зав.лаб., М. Решетник, асп.

ПРО РОЛЬ ПЕДОМАГНІТНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ В СКЛАДІ ГЕОЛОГІЧНОЇ ЗЙОМКИ КРИСТАЛІЧНОГО ФУНДАМЕНТУ (НА ПРИКЛАДІ СЕРЕДНЬОГО ПОБУЖЖЯ)

Вперше опубліковані матеріали педомагнітних досліджень виконаних для картування магнітних тектонодоменів в складі кристалічного фундаменту.

The pedomagnetic investigations made for tectonodomains mapping on crystalline basemant are published.

Довгий час при геологічній зйомці кристалічного фундаменту масштабу 1:200000 основою геологічних досліджень було вивчення відслонених ділянок. Сучасний стан цих робіт (зокрема стадія геологічного довивчення територій з неглибоким заляганням покрівлі фундаменту) висуває нові вимоги. Передусім це стосується залучення нових можливостей геологічної зйомки, які не існували в часи державної геологічної зйомки масштабу 1:200000. Остання впродовж середини XX століття була найбільш принциповою стадією геолого-розвідувальних робіт, які фінансувались в СРСР. До того ж потенціал класичних методик для вивчення багатьох об'єктів (в тому числі і для території Українського щита) використаний майже повністю. Зокрема актуальною є проблема проведення робіт на ділянках з обмеженою відслоненістю і дотриманням кондицій середньомасштабної зйомки. Видається, що вдосконалення геофізичних та геохімічних методик при роботі на об'єктах з незначною потужністю наносів є ефективним методом вивчення геологічних тіл [1]. В першу чергу мова йде про геологічну зйомку територій з прямим та утрудненим зв'язком складу осадових порід та особливостями кристалічного фундаменту. Площа таких територій становить понад 24 % Українського щита [2]. Відповідні ділянки, як правило, розташовані в межах річкових долин, що дренують райони з неглибоко залягаючим кристалічним фундаментом.

Яскравим прикладом удосконалення існуючих методик може бути застосування при проведенні геолого-розвідувальних робіт даних про магнітні властивості грунтового покриву. Грунти, що образно називають "дзеркалом ландшафту" [3], несуть в собі інформацію зокрема про геологічну будову території, в першу чергу про речовинний склад грунтотворчих гірських порід. Найбільш просто така інформація може бути "прочитана" педомагнітними способами. Особливою інформативністю мають відзначатись магнітні властивості грунтів, коли в складі виведених на рівень базису ерозії геологічних тіл існують сильномагнітні об'єкти. Тому, як нам здається, в умовах неповної відслоненості, зокрема в бортових частинах долини, важливі дані можна отримати системно досліджуючи магнітні властивості прилеглих до відслонень поверхневих утворень, складених делювієм та примітивними грунтами.

Практична реалізація очікуваних закономірностей має звестись до крупномасштабного картування грунтового покриву, в першу чергу шляхом вимірювання магнітної сприйнятливості (МС) різних горизонтів грунтового покриву. Дещо спрощено подібні роботи можна вважати наближеними до мінералогічної модифікації методу пошуку родовищ за вторинними ореолами розсіювання. Проте слід відзначити суттєві відмінності педомагнітного картування – предметом вивчення в даному випадку є магнітні властивості грунтів, що, окрім материнської грунтотворчої породи обумовлюються також іншими факторами грунтотворчого процесу: рельєфом, кліматом, дією організмів та людини. Величина МС грунтового покриву, окрім питомого вмісту сполук заліза залежить також від їх мінеральної форми. Вона є величиною динамічною, залежною від багатьох чинників та, наприклад, для основних грунтових типів осадових товщ України значно вищою за аналогічне значення грунтоутворювальних порід.

Прикладом застосування даних про магнітні властивості грунтів є дослідження, проведені нами на території середнього Побужжя (для якого зараз виконуються роботи за програмою "Геолкарта 200"), частково описані нами раніше [4].

Зокрема це стосується дослідно-методичних робіт проведених на території Хащуватівської сільської ради Гайворонського району Кіровоградської області в межах Гайворонського блоку Українського щита. Його об'єктом слугувала ділянка, прилегла до відслонення, розташована на лівому березі ріки Південний Буг нижче мосту в с.Хащувате (1000м). Грунтовий покрив тут сформований безпосередньо на корі вивітрювання, тобто є прямо пов'язаним з кристалічним фундаментом (потужність кори вивітрювання разом з грунтами тут становить перші метри). Перебіг грунтотворчого процесу відбувається за схемою характерних для степової зони чорноземів звичайних [5].

Ділянка педомагнітних досліджень розташована в 100 м на північний схід від корінних відслонень. На її території (розмірами 20х240 м, рис.1) було розбита мережа спостережень редукційним тахеометром Дельта 020, профілі прокладено через 20 м. При проведенні польових досліджень використовувались капаметри виробництва Чехословаччини (КТ-5) та Росії (ПИМВ-1) для визначення питомої сприйнятливості грунтового покриву і протонний магнітометр ММП-203 для крупномасштабної магнітної зйомки. На умовному магістральному профілі (№1 ПР200) виконано 3 повних грунтових розрізи (в точках 200/20, 200/70 та 200/180). На території ділянки (з кроком 20х20 м) було відібрано проби верхнього горизонту грунтового покриву для прецизійного визначення МС. Вимірювання останньої проводилось в лабораторних умовах за допомогою капамістка KLY-2. Результати вимірювань подано на картограмі питомої МС (рис.1). Для візуалізації отриманої інформації використано інтерполяцію значень МС.

Додатково було продовжено магістральний профіль №1 до 400 м в напрямку вододілу. Графік зміни МС грунтового покриву подано на рис. 2.

Як вони свідчать, фіксується різке зростання МС верхнього горизонту грунтів над високомагнітними тілами, що знаходяться під наносами. Існування аномалієутворюючих об'єктів було підтверджено і результатами зйомки магнітного поля над ділянками, проведеної за допомогою протонного магнітометра ММП-203. Контури таких об'єктів, отримані різними способами, в основному, співпадають. Слід відзначити досить чіткі границі сильномагнітних об'єктів на графіку рис.2. Дані про МС грунтових розрізів також підтверджують тезу про високу магнітність грунтотворчої породи – над менш магнітними об'єктами вона має нижчі значення (табл.1).

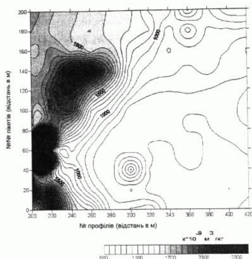


Рис.1. Картограма питомої магнітної сприйнятливості верхнього горизонту ґрунтів дослідної ділянки «Хащувате»

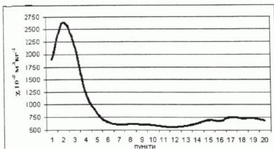


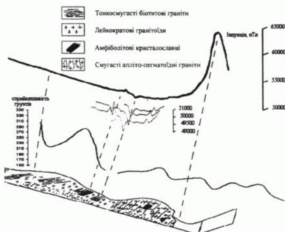
Рис.2. МС ґрунтів профілю №1 ділянки «Хащувате»

Таблиця 1. **Значення МС грунтових розрізів ділянки «Хащувате»**

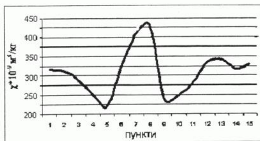
Шурф 200/20		Шурф 200/70		Шурф 200/180	
Горизонт (см)	$\chi \cdot 10^{-9}$ м^3/кг	Горизонт (см)	$\chi \cdot 10^{-9}$ м^3/кг	Горизонт (см)	$\chi \cdot 10^{-9}$ м^3/кг
Hd (0-10)	2111	H (0-30)	865	H (0-30)	610
H (10-30)	2098	H (30-50)	904	H (30-50)	551
H (40-50)	2465	Hp (50-75)	651	Hpk (50-70)	488
H (50-60)	2245	HPk (75-90)	572	Phk (70-90)	352
Hpk (60-80)	2059	Phk (90-120)	771	Pk (90-100)	379
Hpk (80-100)	1990	Pk (120-140)	804		
Phk (100-120)	3127	Pk (140-160)	639		
Phk (120-140)	2640	P (160-170)	651		
Phk (140-160)	2941	P (180-190)	911		
P(160-190)	4440	P (190-200)	1380		

Розріз 200/20 знаходиться безпосередньо над аномалією, розріз 200/70, значення МС якого поступово наростають з глибиною, знаходиться на умовній межі аномалії, а дані розрізу 200/180 лише на незначну величину (і то лише для породи) вищі за фонові значення.

Другий приклад можливого застосування педомагнітних досліджень при вивченні геологічной будови кристалічного фундаменту ілюстровано роботами на території Семенківської сільської ради (поблизу с.Салинці) Немирівського району Вінницької області. Ділянка досліджень розташована на правому березі ріки Південний Буг. Відмінності проявляються в дещо більшій потужності осадових порід, перебіг грунтотворчого процесу відбувається за схемою утворення сірих лісових грунтів, територія характеризується набагато складнішим мікрорельєфом (перепад абсолютних висот біля 20 м). Ділянку розчленовано яром середньої потужності (глибиною від 5 до 15 м).



а)



б)

Рис. 3. Графіки значень магнітної сприйнятливості грунтів профілів в межах ділянки «Салинці» та результати геолого-геофізичного вивчення кристалічного фундамента: а)-паралельно річковій долині; б)-перпендикулярно річковій долині

На рис. За розріз вивченого відслонення та магнітне поле. Тонкими лініями та в збільшеному вертикальному масштабі винесені паралельні профілі вздовж відслонення. Пунктирні лінії показують співвідношення графіків та розрізу.

На ділянці досліджень було прокладено два профілі: перший паралельно річковій долині, в 30-80 м від відслонених ділянок, другий – перпендикулярно першому, по правому борту яру. Вздовж простягання профілів, з кроком 20 м, було відібрано проби верхнього горизонту грунтового профілю. У лабораторних умовах, аналогічно методики першого випадку, було визначено питому МС грунтів. Графіки МС подано на рис. 3. Виконана раніше зйомка магнітного поля відповідає частині першого профілю (рис.3а). Слід відзначити певну кореляцію значень графіків на ділянці аномалії. Типові значення МС грунтів у подібних ландшафтних умовах звичайно знижуються, тут же спостерігається одночасний ріст як значень магнітного поля, так і магнітної сприйнятливості грунтів.

На прикладі профіля №1 (порівнюючи графіки значень МС та магнітного поля) можна говорити про певну інформативність даних про МС грунтового покриву при проведенні пошукових робіт. Слід зазначити, що подібні дослідження були проведені ще А.В. Сухорадою в середині 70-х років в межах приазовської частини Українського щита. Вони свідчать, що аномалії розподілу МС примітивних грунтів над високомагнітними залізистими породами (власне залізними рудами) є істотно більш виразні, ніж навіть криві вертикальної компоненти магнітної індукції. А відтак проводити геологічні границі в цих умовах слід саме по межах, отриманих в результаті педомагнітного картування.

1. *В.В. Бродовой*. Проблемы и перспективы рудной геофизики // Геофизика, 1996, №3. с.7-18. 2. *Б.Ф. Міцкевич*. Геохімічні ландшафти Українського щита. К. 1971. 3. *О.М. Маринич, П.Г. Шищенко*. Фізична географія України. – К., 2003. 4. *Буковський В.П., Сухорада А.В., Решетник М.М., Круглов О.В*. Педомагнітні дослідження у складі геологічної зйомки кристалічного фундаменту обмежено відслонених територій (на прикладі Хащуватівської

ділянки УЩ) // Моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища: Тези доп. VIII Міжн. наук. конф. Київ, 2007. - К. 2007. 5. *Надвига М.В.* Морфологічні критерії та генезис сучасних ґрунтів України. –К., 1999.

Надійшла до редакції 17.01.08.

УДК 550.834

Д. Безродний, асист., О. Ляшенко, канд. фіз.-мат. наук, В. Велещук, асп., А. Онанко, канд. фіз.-мат. наук, Ю. Онанко, магістр

АКУСТИЧНА ЕМІСІЯ В КВАРЦИТАХ КРИВОРІЗЬКОЇ НАДГЛИБОКОЇ СВЕРДЛОВИНИ

Досліджено ефекти акустичної емісії, що виникають під впливом термомеханічних напруг у кварциті. Виявлено імпульси пружних хвиль від мікротріщин-емітентів, які, вірогідно, зв'язані із існуванням пружної рівноваги в кварциті.

Effects of acoustic emission under thermal-mechanical strains in quartzite are investigated. Elastic waves pulses are discovered from micro fractures that of probably connected with elastic balance in quartzite.

Вступ. Тензорні поля геофізичних параметрів геологічного середовища та характеристики його напружено-деформованого стану представляють собою випадкові поля. Структура гірської породи, її фізичні властивості, особливості термічного ініціюючого впливу визначають динаміку процесу локальної перебудови і тип акустичної емісії (АЕ) – дискретна чи неперервна. Основними джерелами АЕ є залишкові механічні напруги на границях розділу, міжзернові процеси тертя, утворення тріщин, двійникування кристалічної решітки, фазові перетворення. Для виникнення АЕ потрібна ініціююча зовнішня сила, що за рахунок фізичних механізмів, призводить до надлишкових локальних деформацій гірської породи [1].

Побудова моделей згаданого явища, що відповідають термічному впливу на гірську породу, з відомою структурою, дозволяють отримувати додаткову унікальну інформацію [2], що не може бути отримана іншими методами, зокрема різноманітними акустичними та сейсмоакустичними (інваріантно-поляризаційним). Останні дають можливість визначати пружні сталі C_{ij}, пружну симетрію гірських порід, оцінювати кількісно диференціальний і інтегральний коефіцієнт пружної анізотропії A і параметри анізотропії розповсюдження швидкостей пружних хвиль v_{11} і $v_{\perp}$, тощо, але точної інформації про поточну зміну станів локальної підсистеми порушень структури гірської породи не дають, на відміну від АЕ.

Дана робота присвячена вивченню динаміки неоднорідного термального впливу створеного потужним імпульсним наносекундним лазером у дисперсних твердих тілах, зокрема у кристалічних гірських породах – кварцитах Криворізької надглибокої свердловини (КНГС) і є продовженням роботи [2].

Зразки. В якості об'єкту досліджень обрані кварцити КНГС з глибини h ≈ 2300 м, які зазнали інтенсивних динамометаморфізуючих процесів, що привело до утворення системи тріщин L-типу.

Експеримент. Загальне підсилення реєструючої апаратури на основі спеціалізованого акустоемісійного приладу АФ-15 було 60-70 дБ. Потужність імпульсу рубінового лазера $I \approx 300$ МВт/см^2. Тривалість дії імпульсу рубінового лазера $\tau \approx 20$ нс з довжиною хвилі $\lambda = 694$ нм. Площа лазерної плями була $S_0 \approx 1\times1$ мм^2.

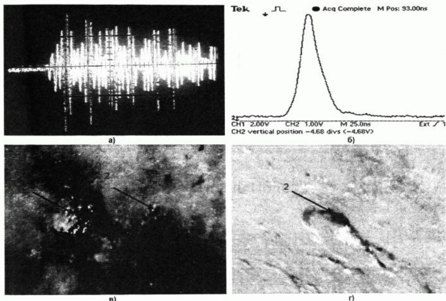
Створений рубіновим лазером короткочасний термічний вплив на кварцит призвів до локального розплаву поверхні. Після припинення дії лазерного випромінювання застигання розплаву почалося саме з поверхні (найефективніший тепловідвід), а розширена (розплавлена) нижня частина кратеру створила додаткові стискаючі механічні напруги, що „втягують" центральну частину поверхні кратеру в глибину породи. При опроміненні протилежних сторін кварциту амплітуда акустичного відгуку значно відрізнялася, як наслідок тонкошаруватої текстури кварциту і наявності анізотропії пружних характеристик.

Обговорення. У основу методу АЕ покладена реєстрація спонтанного випромінювання породою хаотичних імпульсних механічних хвиль напруг, що мають шумовий характер. Ці хвилі викликані внутрішньою локальною перебудовою структури породи. Під джерелом АЕ розуміють локальний об'єм гірської породи, в якому відбувається необоротна динамічна локальна перебудова структури породи. Основними джерелами АЕ є утворення тріщин, процеси тертя, фазові перетворення, двійникування кристалічної решітки. Важливо відмітити, що для виникнення АЕ потрібна зовнішня сила, що безпосередньо, або за рахунок фізичних механізмів, призводить до надлишкових локальних деформацій породи. Міцність породи визначається середньостатистичною величиною міжатомних сил. При розриві зв'язку атоми не можуть вільно розлетітися в різні боки, оскільки цьому заважають сусідні атоми, які своїм впливом намагатимуться повернути "утікачів" на початкове місце. Відбувається процес, схожий на підземний вибух. В результаті атоми в місці розриву зв'язку починають коливатися щодо свого початкового положення, передаючи ці коливання сусіднім атомам. Має місце пружне коливання локальної області в породі та, відповідно, розповсюджується пружна хвиля.

Вид АЕ процесу суттєво залежить від структури породи, її фізичних властивостей. АЕ ділиться на два основні типи: неперервна та дискретна (вибухова). При динамічному механічному (ультразвуковому) навантаженні, коли за 1 секунду здійснюється до ~ 10^5 повних циклів навантаження невідповідність часів релаксації системи та періоду навантаження призводить до виникнення тривалої неперервної АЕ. Неперервна АЕ виникає при накладанні в часі багатьох електричних імпульсів, тобто коли має місце їх перекриття: $(t_{n+1} - t_n) < \tau$, де τ – час згасання n-ого імпульсу, t_{n+1}, t_n – час закінчення n-ого та n+1-ого імпульсу. Реєструється неперервна АЕ, в якій накладання імпульсів відбувається незалежно від пройдених акустичними хвилями шляхів від різних джерел, тобто в часі відбувається накладання акустичних сигналів АЕ. Дискретна (вибухова) АЕ означає що два послідовних електричних імпульси не накладаються один на одного. Дискретна АЕ – випадкова послідовність імпульсів, для якої інтервал часу між імпульсами більший часу їх згасання, тобто виконується умова: $(t_{n+1} - t_n) > \tau$.

Співставлення акустичного відгуку в кварциті, зображеному на рис.1а, з часовим терміном дії імпульсу рубінового лазера інтенсивністю $I \approx 300$ МВт/см^2, зображеному на рис.1б, та розмірами зразка вказують на імовірне формування 2-го та 3-го „максимумів" (накладених в часі імпульсів) через механізм АЕ, оскільки часові затримки їх появи та довжина кінцевого сформованого імпульсу не можуть бути пояснені в рамках фототермопружного механізму [3]. Швидкість розповсюдження поздовжніх хвиль в кварциті була v_{11} = 0,028 м/5.2 мкс ≈ 5390 м/с. Модуль пружності

кварциту КНГС Е=79,46 ГПа, абсолютне значення Е найбільше в напрямках, вздовж яких концентрація орієнтованих тріщин є найменшою.



а) б) в) г)

Рис. 1. а) Опромінювання кварциту рубіновим лазером; 1 В/под, 10 мкс/под; б) тривалість дії імпульсу рубінового лазера τ = 20 нс з довжиною хвилі λ = 694 нм; в) поверхня плагіогранітогнейса після лазерного опромінювання (х250); г) поверхня кварциту після лазерного опромінювання (х 250)

На рис.1в наведена поверхня плагіогранітогнейса після лазерного опромінювання (х250), на якій видно різницю в тріщиноутворенні від інтенсивності прикладених динамотермальних напруг σ_i. При інтенсивності лазерного опромінювання I ≈ 1500 МВт/см^2 (1) відбувається інтенсивне тріщиноутворення смугового напрямку, при інтенсивності лазерного опромінення I ≈ 300 МВт/см^2 (2) утворюється лише слабка система тріщин, локалізована в межах окремого мінерального зерна.

На рис. 1г наведена поверхня кварциту після лазерного опромінювання. Неоднорідний короткочасний термічний вплив з розплавом поверхні був створений рубіновим лазером. Даний процес за набором часових фаз імітує „виверження вулкану". Відмінність полягає в тому, що розплав шахти відбувається з поверхні, а не з середини зразка. Тим не менш, після припинення дії лазерного випромінювання застигання розплаву починається саме з поверхні (найефективніший тепловідвід), а розширена (розплавлена) нижня частина шахти створює додаткові стискаючі механічні напруги, що „втягують" центральну частину поверхні шахти вглиб зразка при застиганні.

Амплітуда сигналів високоенергетичної дискретної з великим часом загасання АЕ при тріщиноутворенні, яка пропорційна розміру мікротріщин і площі їх розкриття, більше в ~ 10^4 разів в порівнянні з неперервною АЕ при русі дислокацій. Складна форма зареєстрованого акустичного відгуку вказує на кілька діючих одночасно, або почергово в часі механізмів трансформації неоднорідного термічного впливу в механічні хвилі напруг (акустичні хвилі).

Послідовність в часі механізмів акустичної емісії при описаних вище процесах є наступна – 1) АЕ при розплаві поверхні кварциту - фазовий перехід тверда-рідка фаза, 2) АЕ при застиганні розплаву - фазовий перехід рідка-тверда фаза, 3) АЕ при тріщиноутворенні. Процесами при фазових переходах тверда фаза-газ та газ-тверда фаза через відносно „довгий" - наносекундний імпульс лазера можна знехтувати.

За умов експерименту фазові переходи відбуваються достатньо швидко - за час, що може бути порівняний з часом лазерного впливу τ ≈ 20 нс (рис. 1б), вірогідно, що формування „акустоемісійної частини" акустичного відгуку пов'язано саме із тріщиноутворенням. Підхід до АЕ як до емісії двох типів – дискретної (високоенергетичної) та неперервної (низькоенергетичної) нівелюється для випадків, коли часові довжини окремих актів АЕ τ перевищують час проходження хвилі по зразку t, а лінійні довжини цугів хвиль λ перевищують лінійні розміри породи L. Тому на рис. 1а спостерігаються „накладені" імпульси високоенергетичної дискретної АЕ з великим часом загасання, сформовані в суттєво різні моменти часу від різних джерел АЕ.

Мікротріщини встигають сформуватися за час, який значно менший інтервалу спостереження, що пояснює існування "рівноважної" форми розподілу в нерівноважному стані. Найімовірнішими причинами виникнення мікротріщин є локальні порушення, які виникають у результаті концентрації напружень на обмежених ділянках внаслідок пружної анізотропії кварциту. Наслідком цього є розвиток крихких порушень у вигляді тріщин сколювання. Частина таких тріщин утворюється шляхом сповзання структурних дефектів у зону найбільших сколюючих напруг кварциту, найбільш поширеними дефектами для кварциту є газово-рідинні включення [4-6].

Дислокації, як лінійні дефекти кристалічної гратки, характеризуються своїм полем пружних напружень $\sigma_{пр}$, що проявляє екрануючий вплив на локальне поле вершини мікротріщини. Аналіз умов дислокаційних перетворень у вершині мікротріщини та вивчення закономірностей взаємодії дислокацій з пружним полем вершини мікротріщини являється ключовим моментом для розуміння механізму тріщиноутворення в кварциті, важливим є вплив дислокаційного ансамблю на процес релаксації напруг σ_i, що зумовлює стабілізацію та динамічне розповсюдження субмікротріщин в кварциті. Своєрідністю спектру АЕ кварциту є, на відміну від зцементованих осадових порід із гранулярною пористістю, з одного боку, та магматичних порід з низькою первинною пористістю, з іншого, наявність багатьох вторинних максимумів. Їх присутність свідчить як про розмаїття речовинного складу і структури породи, того чи іншого набору аллотигенних і аутигенних мінералів, складу цементу, текстурних особливостей, так і передає, певною мірою, характер перебігу діа- і катагенетичних процесів.

З огляду на велику інформаційну насиченість щодо генезису кварцитів, особливості прояву АЕ є важливими для розвитку теорії деформації геологічного середовища, утворення і розповсюдження тріщин, тому необхідні для фізичного обґрунтування використання методу АЕ для здійснення неруйнівного контролю структури кварциту.

1.*Гусев О.В.* Акустическая эмиссия при деформировании монокристаллов тугоплавких металлов.- М.: Наука, 1982. 2.*Безродний Д.А., Шабатура О.В., Ляшенко О.В. та ін.* Акустична емісія в гетерозернистих плагіогранітах при неоднорідному термічному впливі// Вісник Київського ун-ту. Сер.: геологія – 2007.- вип.41-42. 3.*Гусев В.Э., Карабутов А.А.* Лазерная оптоакустика.- М.: Гл. Ред. Физ.-мат. лит., 1991. 4.*Веттегрень В.И.,Куксенко В.С., Томилин Н.Г. и др.* Статистика микротрещин в гетерогенных материалах (граниты)// Физика твердого тела.- 2004.– т.46, вып.10. 5.*Александров К.С., Продайвода Г.Т.* Анизотропия упругих свойств минералов и горных пород.- Новосибирск: СО РАН, 2000. 6.*Вижва С.А.* Геофізичний моніторинг небезпечних геологічних процесів. - Київ: Обрії, 2004.

Надійшла до редколегії 29.02.08.

ГЕОЛОГІЧНА ІНФОРМАТИКА

УДК 550.8.028

С. Вижва, д-р геол. наук, Л. Миколенко, асп.

МОНІТОРИНГ ЗСУВОНЕБЕЗПЕЧНИХ ТЕРИТОРІЙ ІЗ ЗАСТОСУВАННЯМ ДАНИХ ДЗЗ ТА ГЕОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ (НА ПРИКЛАДІ ПРАВОБЕРЕЖЖЯ М. КИЄВА)

Наведено результати робіт по створенню системи геофізичного моніторингу зсувонебезпечних процесів із використанням геоінформаційних систем та матеріалів дистанційного зондування Землі

The results of activity on development of the system for geophysical monitoring of dangerous sliding processes using the geoinformation systems and the Remote Sensing data are represented

Постановка проблеми у загальному вигляді. В межах Київської міської агломерації широко розповсюджені небезпечні явища природного, техногенно-природного і техногенного походження. Одними із найбільш небезпечних і найпоширеніших є екзогенні геологічні процеси, зокрема, зсуви, які розвинені, в основному, на правобережній ділянці міста. В умовах значного техногенного навантаження наслідки активізації зсувних процесів можуть стати вельми складними і непередбачуваними. Найефективнішими методами контролю та оцінки зсувонебезпечних територій є геофізичні методи, важливою перевагою яких є дослідження зсувних ділянок в умовах природного залягання з необхідною мірою детальності і глибинності. Специфіка досліджень зсувних процесів в межах міських територій обумовлює необхідність використання методів дистанційного зондування Землі (ДЗЗ). Можливості цих методів сьогодні дозволяють широко використовувати їх для виявлення, картографування, контролю та здійснення прогнозних оцінок стосовно активізації небезпечних екзогенних процесів. Використання методів ДЗЗ нерозривно пов'язане із застосуванням геоінформаційних систем (ГІС), які надають змогу використовувати невпорядковану геофізичну, геологічну, гідрогеологічну інформацію в поєднанні з даними аерокосмічних зйомок і являють собою незамінний інструмент для аналізу та візуалізації результуючих даних. Важливою особливістю ГІС-технологій є робота з просторово-прив'язаними даними, що дозволяє аналізувати результати досліджень, виконаних в різні роки та на різних територіях.

Аналіз останніх досліджень та публікацій. Питання застосування геофізичних методів для оцінки стану зсувного процесу детально розглянуті в роботах [3, 4, 6, 8]. В загальному випадку комплекс геофізичних методів включає дистанційні, електрометричні (МЕЗ, ВЕЗ-ВП, електропрофілювання), сейсмометричні (МЗХ), еманаційні, гравіметричні, магнітометричні, термометричні та каротажні дослідження. Аерокосмічний аспект дослідження небезпечних екзогенних процесів не досить повно освітлений в сучасних публікаціях. В значній мірі це пов'язано із тим, що до недавнього часу (2003 р.) знімки з високим просторовим розрізненням мали гриф секретності та були недоступні широкому колу користувачів і науковців. Серед сучасних вітчизняних робіт на цю тему слід відзначити дослідження В.І. Лялька, А.Г. Мичака, В.С. Готиняна, О.Д. Азімова [1, 2, 5, 7, 10]. Відомі російські [9] та зарубіжні [11] видання, присвячені аналізу можливостей даних дистанційного зондування Землі в задачах моніторингу зсувів.

Виділення невирішених раніше частин загальної проблеми. Дослідження зсувних процесів м. Києва в різні роки проводилися у ПДРГП "Північгеологія", Інституті геологічних наук НАН України, ДНВП "Укрінжгеодезія", КДГП "Геосервіс". Вирішенням цієї проблеми займались видатні геологи К.М. Феофілактов, О.П. Павлов, П.А. Тутковський, С.Г. Коклик, П.Я. Армашевський, В.М. Чирвінський, В.І. Лучицький, Р.Р. Виржиківський, Б.Л. Лічков, Є.В. Оппоков, М.Ф. Погребов, Л.Г. Каманін І.М. Киричко, А.М. Дранников, Є.П. Ємельянова, Ф.В. Котлов, М.Г. Демчишин, М.В. Кондратенко, Ю.М. Марчук, О.Г. Головань, Е.Д. Кузьменко та ін. Проте, незважаючи на значний обсяг проведених робіт, територія Києва в геологічному і геофізичному плані залишається недостатньо вивченою, що передусім пов'язано із значним техногенним навантаженням на неї. Загальною проблемою залишається також і те, що більшість результатів досліджень зберігаються в аналоговому вигляді в архівах різних організацій, що значно ускладнює проведення аналізу та оперативного контролю за зсувними процесами. Це зумовлює необхідність створення єдиної аналітичної програмно-керованої бази даних, яка має забезпечувати зберігання, візуалізацію, аналіз інформації,

моделювання відповідних геофізичних параметрів та здійснення прогнозних оцінок щодо можливої активізації небезпечних екзогенних процесів в майбутньому.

Мета роботи. Завданням роботи є висвітлення результатів досліджень, проведених на кафедрі геофізики геологічного факультету КНУ імені Тараса Шевченка по створенню системи моніторингу зсувних зон як окремого структурного елемента загальної аналітичної системи активного і пасивного моніторингу природно-техногенного середовища території Київської агломерації.

Виклад основних результатів роботи. В рамках даної роботи були опрацьовані, внесені до бази даних та проаналізовані результати геолого-гідрогеологічних та геофізичних робіт по території правого берега р. Дніпро в межах Київської агломерації. В процесі досліджень використовувались програмні пакети MapInfo Professional 7.0 (для географічної прив'язки растрів та векторизації), ArcMap 9.0 з відповідними модулями (для моделювання процесів), ArcScene 9.0 (для тривимірної візуалізації), ERDAS Imagine 9.1 – для обробки космічних знімків. За матеріалами геолого-геофізичних досліджень була створена карта розвитку зсувних процесів на території Правобережжя Києва, яка включає наступні тематичні візуалізовані шари:

- зсувні зони та зсувонебезпечні рельєфи, виділені за матеріалами геолого-геофізичних даних;
- свердловини режимної мережі гідрогеологічних спостережень;
- пікети та профілі геофізичних спостережень методами мікроелектрозондування та природного імпульсного електромагнітного поля Землі (МЕЗ та ПІЕМПЗ);
- ділянки детальних робіт геофізичними методами: МЕЗ, ПІЕМПЗ, радіохвильовий метод (РХМ), метод становлення електромагнітного поля в близькій зоні (ЗСПБЗ), сейсморозвідувальні роботи методом заломлених хвиль (МЗХ), резистивиметрія;
- стінки зриву та підпірні стінки.

Для всіх візуалізованих шарів були створені таблиці атрибутів, які містять інформативні дані по кожному об'єкту. Для зсувів вносилась наступна інформація: номер зсуву за каталогом, вік і склад деформованих горизонтів, сучасний стан (динамічне становище) зсуву, його ширина, площа, орієнтований об'єм зсувних накопичень. Свердловини режимних гідрогеологічних спостережень супроводжуються такими даними: номер свердловини та рік буріння, абсолютна відмітка гирла свердловини, індекс водоносного горизонту, абсолютна відмітка залягання ґрунтових вод на рік буріння, параметри режиму на 1999-2001 рр. (максимальна та мінімальна відмітки рівня ґрунтових вод та дати їх фіксування).

Наступним етапом був сукупний аналіз усієї інформації, внесеної в загальну базу геолого-геофізичної інформації, за допомогою аналітичних побудов, в тому числі тривимірних. Тривимірні побудови відрізняються високою інформативністю, оскільки дозволяють оцінювати сукупність факторів впливу на зсувонебезпечні території, а також є незамінними в управлінських цілях та для прийняття рішень. З використанням модуля ArcGIS 3D Analyst була створена тривимірна модель території досліджень (рис. 1), що включає наступні складові: рельєф місцевості, адміністративні та житлові будівлі, стадіони, пам'ятники та релігійні споруди, транспортні сполучення, станції метро, гідрографічну мережу, деревну та паркову рослинність, точки режимних гідрогеологічних спостережень, зсуви частково діючі та тимчасово стабілізовані, стінки зриву та підпірні стінки. При цьому ГІС надають широкі можливості для масштабування зображень та забезпечують огляд місцевості з будь-якої точки. Для зручності представлення рисунок подається у довільному масштабі.

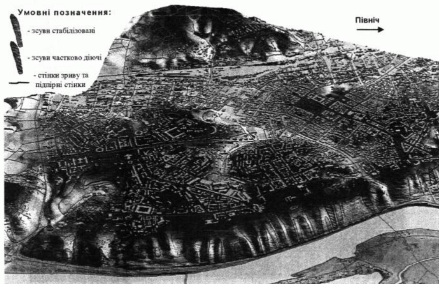


Рис. 1. Фрагмент карти зсувонебезпечності території досліджень (в тривимірному зображенні)

Для оцінки гідрогеологічного режиму території досліджень за допомогою програмного пакету ArcMap з модулем Spatial Analyst була створена карта абсолютних відміток рівня залягання ґрунтових вод станом на 2001 р. На розвиток зсувних процесів безпосередній вплив здійснюють процеси підтоплення. Згідно із діючими санітарними нормами (для лісостепової зони) підтопленими вважаються:

- орні землі із глибиною залягання рівня ґрунтових вод (РГВ) до 1,5 м;
- сільські населені пункти із глибиною залягання РГВ до 2 м;
- території із промисловими спорудами із глибиною залягання РГВ до 5–8 м;
- території з цивільним будівництвом із глибиною залягання РГВ до 5 м.

Керуючись результатами геолого-гідрогеологічних та геофізичних досліджень за 2001 р., була створена карта глибини залягання ґрунтових вод. Найбільш піддана процесам підтоплення виявилась Лаврська зсувна зона. Взагалі ж, на території досліджень небезпека підтоплень загрожує значній частині зсувних ділянок, що в майбутньому може сприяти активізації зсувного процесу.

Аналіз параметрів гідрогеологічного режиму за 2000-2001 рр. (зміни рівня ґрунтових вод впродовж року) та відповідних аналітичних побудов в ГІС дозволяє зробити наступні висновки: для всіх водоносних горизонтів в межах території досліджень спостерігалися підвищення і спади рівня ґрунтових вод; підвищення відбуваються в основному у весняні місяці, зниження – взимку і влітку; в деяких свердловинах спостерігалися підвищення середньорічних рівнів, що може сприяти активізації зсувних процесів.

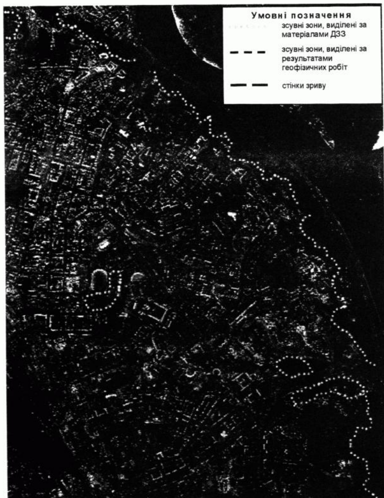


Рис. 2. Порівняльна схема дешифрування зсувних ділянок Правобережжя Києва за матеріалами дистанційного зондування Землі (супутниковий знімок з КА Quick bird, 2003 р.) та геофізичними даними (КДГП «Геосервіс»)

Для оцінки геоморфологічних характеристик зсувних схилів була побудована карта крутості схилів. Адже окремим структурним елементам зсувного тіла відповідають ділянки із певною крутістю схилу. В поєднанні із картою абсолютних відміток РГВ та зонами підтоплення, карта крутості схилів здатна надати цінну інформацію про фізіономічні параметри зсувних схилів правобережної частини м. Києва та сприяти здійсненню прогнозних оцінок щодо активізації зсувних процесів.

В рамках даної роботи база даних геолого-геофізичної інформації була поповнена матеріалами дистанційного зонування Землі з космічних апаратів Landsat-7, Quick bird, Ikonos за 1986, 1999, 2000, 2001, 2003 та 2005 рр. Відповідно, була здійснена геометрична та спектральна корекція знімків, а також приведення знімків та векторних шарів до спільної координатної системи (Гауса-Крюгера Пулково 1942 р.).

В задачах виявлення зсувних зон, оцінки їх морфометричних характеристик та сучасного стану найбільш ефективними є матеріали багатозональної фотозйомки, радіолокаційної зйомки та космічні знімки з високим просторовим розрізненням (<5 м). Останні дозволяють здійснювати виявлення, картографування та оцінку морфометричних характеристик зсувних зон, відслідковувати прояви активності зсувного процесу та здійснювати прогнози щодо його активізації у майбутньому. За допомогою таких знімків були виділені зсувні зони території досліджень, проведена їх типізація за механізмом зсувного процесу та формою в плані – здебільшого це зсуви-потоки глетчероподібної форми. Використання ж знімків за різні роки надає змогу відслідковувати динаміку процесів. Співставлення результатів дешифрування космічних знімків із результатами геолого-геофізичних досліджень показало досить високу ефективність даних ДЗЗ в задачах моніторингу зсувних процесів (рис. 2). До того ж, в рамках досліджень в межах урбанізованих агломерацій матеріали дистанційного зондування Землі повсякчас є одними із основних, що пов'язано із складністю проведення періодичних польових робіт в умовах значного техногенного навантаження.

Висновки. Проведені в роботі дослідження показали високу ефективність геоінформаційних систем та матеріалів дистанційного зондування Землі в задачах моніторингу зсувних зон. Застосування ГІС/ДЗЗ – технологій надає швидкий доступ до усієї наявної геолого-геофізичної інформації, в тому числі за різні роки та отриманої різними організаціями, забезпечують можливості для оперативного реагування і прийняття рішень та засоби для візуалізації і аналітичних побудов. Електронна база даних була поповнена основними результатами геолого-геофізичних робіт та матеріалами дистанційного зондування Землі. Аналітичні побудови в ГІС, в тому числі тривимірні, дозволили оцінити зсувонебезпечність ділянки досліджень за сукупністю впливу ряду факторів (прояви та поширення зсувних процесів, їх сучасний динамічний стан, геоморфологічні особливості, рівень ґрунтових вод та зони підтоплень, техногенне навантаження тощо). За матеріалами ДЗЗ виділені та класифіковані зсувопрояви території досліджень та проведений порівняльний аналіз із результатами геофізичних робіт.

Сучасний стан більшості зсувів Київського Правобережжя характеризується як стабілізований за рахунок проведення комплексу протизсувних заходів. Проте, проведені дослідження показали чисельні прояви активності зсувного процесу. Це зумовлює необхідність проведення постійного моніторингу потенційних зсувонебезпечних територій. Створена база даних є складовою загальної аналітичної системи активного і пасивного моніторингу для контролю за екологічним станом природно-техногенного середовища території Київської агломерації. В перспективі – подальше розширення бази геолого-геофізичних даних, проведення математичного моделювання геофізичних параметрів та створення інтегрованої системи моніторингу для оцінки та контролю зсувних процесів на території м. Києва та прогноз їх розвитку на коротко- та середньотривалу перспективу.

1. *Азімов О.Д.* Теоретико-методичні аспекти використання дистанційних аерокосмічних методів при вивченні геодинамічних процесів. // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2004. – №29–30. 2. Багатоспектральні методи дистанційного зондування Землі в задачах природокористування. / *Лялько В.І, Попов М.О., Федоровський О.Д. та ін.* – К.: Наукова думка. – 2006. 3. *Вижва С.А.* Геофізичний моніторинг небезпечних геологічних процесів. – К.: ВГЛ „Обрії", 2004. 4. *Горяинов Н.Н., Боголюбов А.Н., Варламов Н.М.* Изучение оползней геофизическими методами. – М., Недра, 1987. – 155с. 5. *Готинян В.С., Рудько Г.І., Козак В.І., Миколенко Л.І.* Можливості використання ГІС/ДЗЗ технологій для вивчення зсувних процесів // Матеріали регіональної наради "Можливості сучасних ГІС/ ДЗЗ-технологій у сприянні вирішення проблем Буковини".– Ч., 2006. 6. *Кузьменко Е.Д., Лящук Д.Н., Чебан В.Д., Штогрин Л.В.* Обгрунтування вибору геофізичних, геологічних та геоморфологічних параметрів для оцінки зсувонебезпечності і методика їх комплексної інтерпретації // Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики. – 2005 р. 7. *Мичак А.Г., Ліщенко Л.П., Теременко О.М., Кудряшов О.І., Щепець М.С.* Вивчення екологічного стану урбанізованих промислових територій України за багатозональними космічними знімками // Космічна наука і технологія. – т. 8, № 2/3, 2002. 8. *Онищук І. І.* Особливості екогеофізичних досліджень при вивченні зсувонебезпечних територій. // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2002. – №23–24. 9. *Ревзон А.Л., Камышев А.П.* Природа и сооружения в критических ситуациях. Дистанционный анализ. – М.: Триада Лтд, 2001. 10. *Теременко О.М., Лялько В.І., Федоровський О.Д., Рябоконенко О.Д.* Екологічна інтерпретація космічних зйомок міських агломерацій. // Нові методи в аерокосмічному землезнавстві. – ЦАКДЗ ІГН НАН України. – К. – 1999. 11. *Meinel G., Neubert M., Reder O.* (2001): The Potential Use Of Very High Resolution Satellite Data For Urban Areas - First Experiences with IKONOS Data, their Classification and Application in Urban Planning and Environmental Monitoring. Vortrag auf dem 2nd Symposium Remote Sensing of Urban Areas, Regensburg – Regensburger Geographische Schriften 37.

Надійшла до редколегії 18.01.08.

УДК [912:681.518] (075.8)

О. Кошляков, канд. геол.-мінерал. наук, О. Диняк, асп.

ВИВЧЕННЯ ДИНАМІКИ РОЗВИТКУ ПРОЦЕСУ ПІДТОПЛЕННЯ В ДОЛИНІ Р. ЛИБІДЬ ІЗ ВИКОРИСТАННЯМ ІНФОРМАЦІЙНОГО АНАЛІЗУ КАРТ

Наведені результати вивчення динаміки розвитку процесу підтоплення долин малих річок на території м. Києва із застосуванням геоінформаційних технологій. Визначені складові формування гідродинамічних умов потоку ґрунтових вод в долині р.Либідь. Встановлено закономірності динаміки розвитку підтоплення на основі порівняльного аналізу карт отриманих для різних періодів часу.

The results of study dynamics of development process underflooding for small river valley territory in Kiev by application geoinformation technologies are established. The factors of ground waters hydrodynamic conditions for valley of Lybid are determined. Laws of dynamics of development of flooding on the basis of the comparative analysis of cards are certain

Постановка проблеми. Ґрунтові води є найбільш чутливим і рухливим компонентом самої верхньої частини літосферного простору. Еколого-геологічні умови території міської агломерації визначаються переважно існуючим

станом системи ґрунтових вод та тенденціями зміни такого стану. Перетворення водного балансу забудованих територій призводить до збільшення живлення ґрунтових вод в результаті акумуляції схилового стоку і інтенсивної інфільтрації на ґрунтових поверхнях, техногенної інфільтрації, конденсації вологи під непроникними поверхнями і таке інше. Крім того, при відповідній геолого-літологічній будові приповерхневої товщі часто відбувається утворення лінз техногенної верховодки в ґрунтах зони аерації. Подібні лінзи можуть іноді зливатися і формувати новий перший від поверхні більш менш постійний, витриманий на відносно невеликих ділянках горизонт підземних вод техногенного походження. В результаті набувають розвитку процеси підтоплення. На сьогодні в м. Києві відсутня єдина централізована система моніторингу ґрунтових вод, головною задачею якої була б оперативна оцінка існуючого стану системи та прогнозування його змін з метою своєчасного запобігання негативним (іноді катастрофічним) екологогеологічним явищам та процесам. Зважаючи на інтенсифікацію інженерного освоєння територій м. Києва, задача дослідження динаміки рівнів ґрунтових вод в заплавах малих річок м. Києва та на прилеглих до них територіях є актуальною.

Аналіз проблеми. Гідродинамічні зміни під впливом урбанізації полягають в зменшенні глибини залягання ґрунтових вод і збільшенні потужності їх горизонту. Інженерне освоєння будь-яких територій викликає порушення умов природного водообміну. Ступінь такого порушення залежить від структури геофільтраційного середовища, типу водообмінного басейну, глибини освоєного підземного простору, характеру забудови і ступеня техногенного навантаження.

Міські території характеризуються зазвичай неоднорідністю забудови, різноманітними умовами землекористування, наявністю багатокомпонентних функціональних зон – заселена, промислова, зелена, складська і т.д., а також наявністю багаточисельних транспортних артерій, інженерних комунікацій, промислових комплексів. В межах кожної окремо взятої функціональної зони можуть бути свої відмінності, пов'язані з типом забудови, схемами інженерних мереж, організацією рельєфу, благоустроєм, озелененням та щільністю забудови.

Для долин малих річок м. Києва характерним є густе і глибоке ерозійне розчленування. На сьогодні значний антропогенний вплив призвів до змін руслового режиму цих річок і, як наслідок, зміни гідродинамічних умов.

Підтоплення має помітний прояв в долинах малих річок на території міста, русла яких частково поховані в закритих підземних комунікаціях, частково в штучних бетонованих ложах. Поряд з цим гідродинамічні умови і геофільтраційні процеси в заплавах малих річок мало вивчені з точки зору формування рівнів ґрунтових вод на прилеглих ділянках території міста. Оптимізація природокористування в долинах малих річок неможлива без знань гідродинамічних умов і геофільтраційних процесів у заплавах.

Одним з важливих показників формування водообмінних процесів на міських територіях є інтенсивність інфільтраційного живлення. Центральні частини міст мають саму високу щільність забудови і покриття площ та вулиць асфальтом чи бетоном. Тому тут зменшена роль процесів випаровування. При відсутності організованого відведення поверхневого стоку такі території характеризуються найбільш сприятливими умовами для формування додаткового живлення. Зазвичай ця величина тут максимальна.

Для оцінки зміни рівня ґрунтових вод на території долин малих річок м. Києва необхідний аналіз великого об'єму вихідних даних різної тематики і створення набору результуючих матеріалів оцінювального, прогнозного і рекомендаційного характеру. Балансове рівняння водообміну в системі міської агломерації з урахуванням розподілу складових живлення і розвантаження може бути представлено таким чином [1]

$$W_{io} + Q_{ж} + Q_{б} + W_{в} + W_{вк} + W_{k} + W_{пс} + W_{вш} + W_{п} + W_{c} = W'_{вт} + Q'_{p} + Q'_{б} + W'_{н} + Q'_{д} + W'_{k} + W'_{вз}$$

де $W_{іо}$ - інфільтрація атмосферних опадів; $W'_{вт}$ - випаровування та транспірація; $Q_{ж}$ - живлення; Q'_{p} - розвантаження; $Q_{б}$ -боковий притік; $Q'_{б}$ - боковий відтік; $W_{в}$ - висхідний перетік; $W'_{н}$ - низхідний перетік; $W_{вк}$ - втрати води з водонесучих комунікацій; W_{k} - конденсація вологи в ґрунтах; $W_{пс}$ - інфільтраційні втрати вод поверхневого стоку; $W_{вш}$ - втрати з штучних водойм і водотоків; $W_{п}$ - полив зелених насаджень; W_{c} - скиди промислових та господарських підприємств; $Q'_{д}$ - відведення підземних вод дренажем; W'_{k} - відведення води каналізаційною та колекторною мережею; $W'_{вз}$ - водозабір.

Балансове рівняння в такому вигляді не враховує внутрішніх джерел живлення і зон розвантаження, живлення та розвантаження за рахунок зміни гравітаційних та пружних запасів в водоносних горизонтах під впливом сучасних тектонічних процесів, а також інші внутрішні процеси, що пов'язані з поглинанням чи вивільненням молекул води [2]. Від типу чинників залежить не тільки просторовий розвиток підтоплення, а й інтенсивність прояву його в часі. Проте основними передумовами можливості розвитку підтоплення є природні геоморфологічні, геологічні, гідрогеологічні умови. Встановлення меж ділянок потенційного підтоплення базується на геолого-геоморфологічних, тектонічних, гідрогеологічних засадах з урахуванням виду техногенного впливу і зазвичай виконується за допомогою гідрогеологічного моделювання. Прогноз режиму ґрунтових вод урбанізованих територій пов'язаний з подоланням інформаційного бар'єру, що обумовлене неповнотою і неточністю гідрогеологічної та гідрологічної інформації. На відміну від інших гідрогеологічних задач, тут додається невизначеність даних про втрати з водонесучих комунікацій, а також порушення природної гідрогеологічної ситуації внаслідок забудови, ремонтів, зміни режиму стоку з поверхні землі і вертикального вологопереносу.

Методика та результати дослідження. У долинах малих річок м. Києва ґрунтові води приурочені до алювіальних верхньочетвертинних і сучасних відкладів заплав малих річок (Либідь, Сирець, Віта, Нивка) і першої надзаплавної тераси р. Либідь. В долині р. Либідь ці ґрунтові води являють собою єдиний алювіальний водоносний горизонт. Води даного горизонту не захищені від забруднення з поверхні землі. Водовміщуючими породами є дрібнозернисті, тонко-дрібнозернисті і дрібно-тонкозернисті піски, нерідко з прошарками суглинків. Підземні води горизонту мають скрізь вільну поверхню. Статичні рівні залягають на глибинах 2-4 м, у середньому 3 м. Амплітуда сезонних коливань

рівня ґрунтових вод складає 0,3-0,7 м. У гідродинамічному відношенні води горизонту являють собою ґрунтові потоки, що спрямовані вздовж русел річок, із гідравлічними ухилами від 0,02-0,03 у верхів'ях до 0,002-0,005 у середній і нижній течіях річок. Зміни рівня ґрунтових вод викликають просадові явища, набрякання глинистих ґрунтів. Це призводить до деформацій будинків, а також до розвитку схилових процесів [3]. При цьому головним практичним питанням досліджень є встановлення меж можливого розвитку підтоплення в просторі та часі, тобто ділянок, де цей процес може проявитися тільки за певних сприятливих умов (потенційного підтоплення).

Найбільш ефективним методом прогнозування розвитку процесу підтоплення є математичне моделювання. Побудова математичної моделей взагалі і особливо для територій, що зазнають значного техногенного навантаження, є однією з важливих задач сучасних гідрогеологічних досліджень. Зазвичай при прогнозуванні рівнів ґрунтових вод використовуються методи математичного детермінованого моделювання геофільтрації, які дозволяють визначити розташування поверхні ґрунтових вод на території у визначені моменти часу. Детерміновані геофільтраційні моделі будують для певної гідродинамічної системи ґрунтових вод, розглядаючи таку систему в цілому, з врахуванням існуючих (точніше, встановлених) зв'язків між елементами системи. Тому ці моделі мають найбільшу прогностичну здатність (відповідно, й точність) [2]. Їх реалізація фактично зводиться до конкретного прогнозного інженерного розрахунку рівнів ґрунтових вод. Детерміновані моделі для свого коректного використання вимагають досить високої забезпеченості вихідною інформацією, зокрема даними про фільтраційні та ємнісні властивості гірських порід. В дійсності отримання такої інформації пов'язано з виконанням великого комплексу спеціальних польових і лабораторних досліджень, отже значних фінансових витрат. Тому в певних випадках використовують також імовірнісні моделі, які базуються на обробці даних режимних спостережень. Отриманий при цьому результат відноситься до конкретної точки гідродинамічної системи. Для побудови моделі, що буде в достатній мірі відповідати реальним гідрогеологічним умовам певної території, необхідна велика кількість різноманітної геологічної, геофізичної, гідрогеологічної інформації, як просторово розподіленої, так і у вигляді режимних спостережень. Крім того, необхідна гідрологічна та метеорологічна інформація, а також, при врахуванні антропогенного фактору – кількісні дані про чинники, що негативно впливають на гідрогеологічні умови досліджуваної території. Вирішення поставленої задачі вимагає аналізу великого об'єму вихідних даних різної тематики (проектувальних карт і схем, результатів польових досліджень, даних аналізів і розрахунків та ін.) і створення набору результуючих матеріалів оцінювального, прогнозного і рекомендаційного характеру. Значну кількість цих матеріалів доцільно представити у вигляді карт, схем, блок-діаграм та інших картографічних матеріалів, які повинні добре співставлятися між собою, взаємодоповнюватися. Тому вирішення проблеми такого роду доцільно здійснювати на базі географічної інформаційної системи (ГІС). Організаційна структура бази даних при оцінці зміни рівнів ґрунтових вод на території міських агломерацій повинна передбачати вирішення таких задач:

- оцінка сучасного стану території;
- оцінка інтенсивності антропогенно-техногенного навантаження на природно-територіальні і природно-господарські комплекси даної території;
- організація контролю за динамікою стану підземних вод (моніторинг);
- розробка рекомендацій для системи управління і планування заходів для ліквідації наслідків та запобігання розвитку процесів підтоплення.

Для будь-якого інформаційного забезпечення ГІС необхідний комплекс вихідних даних, які в даний час являють собою масиви розрізнених і недостатньо систематизованих даних, іноді важкодоступних для користувача. Тому першочерговим завданням було створення такої бази, яка б дозволила в подальшому виконати науково-обґрунтовану інвентаризацію наявних даних, обробити їх, синтезувати, проаналізувати. На першому етапі формування бази ГІС була здійснена підготовка картографічної інформації на електронній основі у вигляді відповідних шарів. Створення прогнозної моделі території підтоплення з використанням ГІС-технологій зводилося до побудови таких шарів або груп шарів: рельєф; гідрологія; геологічна будова; житлова забудова; промислові об'єкти; гідротехнічні споруди (водосховища, греблі, дренажні системи), рівні ґрунтових вод та деякі інші шари. Теоретично рівні ґрунтових вод можуть змінюватися між двома поверхнями, які можна побудувати як шари ГІС: природною поверхнею ґрунтових вод, яка була, та сучасною поверхнею, яка сформувалася під впливом техногенних факторів.

При непорушеному геологічному середовищі рівні ґрунтових вод визначаються рельєфом місцевості, що дозволяє досить точно провести їх історичну реконструкцію. Якщо створити шар, який буде відповідати такій реконструкції, на його основі засобами ГІС-аналізу можна виділити ділянки підтоплення.

За допомогою геоінформаційних технологій були побудовані схематичні карти рівнів ґрунтових вод та їх глибин залягання для території долини р. Либідь м. Києва. При цьому використовувались програмні засоби MapInfo Professional™ та ArcVIEW™. Впорядкованими вихідними даними слугували існуючі електронні карти рельєфу і поверхневих водотоків та водоймищ. Вихідні дані по рівнях ґрунтових вод були отримані по інженерно-геологічних свердловинах, які бурились з метою обґрунтування будівництва окремих споруд у м. Києві в 1950, 1970 і 1980 роках. При цьому враховувались похибка топографічної прив'язки точок спостережень та сезонні і багаторічні зміни рівня ґрунтових вод для даної території. Отже, первинна вихідна інформація по рівнях ґрунтових вод була впорядкованою в часі, але в просторі (по площі) вона мала випадковий невпорядкований характер. Порівняльний аналіз побудованих карт дозволив встановити закономірності та чинники змін рівнів ґрунтових вод на даній території за тривалий період часу (з 1950 року) [4]. В подальшому ця інформація використовувалась при гідрогеологічній схематизації та створенні відповідної концептуальної гідрогеологічної моделі. Кінцевий варіант карти гідроізогіпс отриманий та відкоригований вже за допомогою створеної геофільтраційної моделі. Цей модельний варіант, з одного боку, віддзеркалює встановлені головні особливості руху потоку, з іншого боку, збігається з даними натурних спостережень за рівнем ґрунтових вод в межах припустимої обґрунтованої похибки [5].

Далі на основі модельних варіантів карт рівнів ґрунтових вод та електронної карти рельєфу були отримані схематичні карти глибин залягання ґрунтових вод. На базі останніх здійснено районування території за ступенем підтоплення відповідно до існуючих норм [5].

З метою оцінки динаміки розвитку підтоплення для територій долини р. Либідь був виконаний інформаційний аналіз карт [6]. При цьому встановлювалась кореляція (взаємна відповідність) явищ, що показані на схематичних картах підтоплення на різні періоди часу.

Інформаційний аналіз базується на використанні основної функції теорії інформації – ентропії ***H***. Для деякого картографічного зображення ентропія ***H(A)*** розраховується як сума добутків відносної частоти зустрічі ω_i окремих гідрогеологічних ареалів (у нашому випадку площ підтоплення) на логарифм за основою два цієї відносної частоти:

$$H(A) = H(\omega_1, \omega_2, \ldots, \omega_n) = \sum_{i=1}^{n} \omega_i \cdot \log_2 \omega_i$$

Для визначення взаємної відповідності зображень на різних картах розраховуються спочатку значення ентропії для окремих карт H(A), H(B), H(C) і т.д., потім - ентропія поєднаного зображення H(AB), H(AC) і т.д.

$$H(A) = -\sum \omega_i \log_2 \omega_{a_i}$$

$$H(B) = -\sum \omega_i \log_2 \omega_{b_i}$$

$$H(AB) = -\sum \omega_i \log_2 \omega_{a_i b_i}$$

Коефіцієнт взаємної відповідності *K(AB)* характеризує кореляцію зображених на картах гідрогеологічних явищ. Він розраховується за формулою:

$$K(AB) = \frac{H(A) + H(B) - H(AB)}{H(AB)} \cdot 100\% .$$

Значення К(АВ) лежать в інтервалі від 0 (повна невідповідність контурів явищ) до 100% (повна відповідність).

Для долини р. Либідь (Рис.1) були отримані наступні значення коефіцієнтів взаємної відповідності для схематичних карт підтоплення:

1950 -1980 рр. - *K(AB)* = 29 %;
1950 – 2005 рр. - *K(AB)* = 76 %;
1980 – 2005 рр. - *K(AB)* = 42 %.

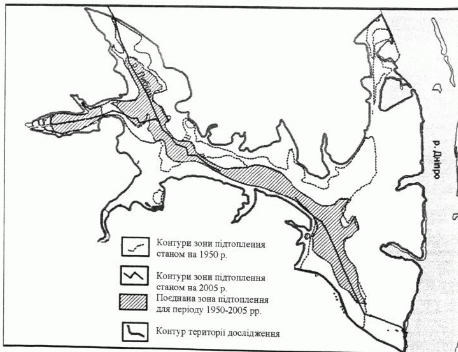


Рис. 1. Карта -схема поєднаної зони підтоплення для 1950-2005 рр.

Висновки. 1. В результаті побудови та аналізу карт глибин залягання ґрунтових вод на різні періоди часу можна зробити висновки про те, що глибина залягання рівня ґрунтових вод в долині р. Либідь в останній період знизилася.

Русла р. Либідь і струмків Глибочицький, Совський, Кловський і ін. укладені в колектор, засипані або забетоновані. Процеси підтоплення активізуються в заплаві лише в період повені та значних опадів.

2. Основною причиною змін рівнів ґрунтових вод в долині р. Либідь є те, що режим цієї річки цілковито змінено, тому що область живлення річки знаходиться під суцільною забудовою, а русло річки практично по всій довжині спрямлене і замкнене у відкритий залізобетонний лоток або в підземний тунель. Найбільш значні коливання рівнів ґрунтових вод спостерігаються за період 1950-1980 рр. (коефіцієнт взаємної відповідності підтоплених територій складає лише 29 %). Ймовірно це пов'язано з активізацією антропогенного впливу (будівництво залізниці, каналізація русла) на цій території і відповідно, як наслідок, підняття рівнів ґрунтових вод. В результаті порівняльного аналізу отриманих для різних періодів часу рівнів ґрунтових вод видно, що площа ділянок з критичною глибиною залягання ґрунтових вод з часом зменшилася (коефіцієнт взаємної відповідності для періодів часу 1950-2005 рр. складає 76 %), площі підтоплення для періоду 2005 року майже співпадають з територією підтоплень в 1980 р. Можливо це пов'язано з тим що система ґрунтових вод в долині р. Либідь поступово адаптувалася до зовнішнього антропогенного втручання і рівні ґрунтових вод зазнають менших коливань.

3. Практичне врахування встановлених закономірностей змін рівнів ґрунтових вод в заплаві р. Либідь та прилеглої до неї території дозволить запобігти розвитку негативних геологічних процесів при інженерному освоєнні згаданої території на стадії проектування.

4. Запропонований підхід до вивчення підтоплення може бути застосований для інших урбанізованих територій.

1 *Шестопалов В.М., Огняник Н.С., Дробноход Н.И.* Водобмен в гидрогеологических структурах Украины: водообмен в нарушенных условиях. – К., 1991. 2. *Іщук О.І., Коржнев М.М., Кошляков О.Є.* Просторовий аналіз і моделювання в ПС: Навчальний посібник/ за ред. акад. Гродзинського Д.М. – К. 2003. 3. *Лущик А.В., Вирло М.І, Яковлєв Є.О.* Основні зміни інженерно-геологічних умов у межах підтоплених територій та напрями їх довивчення // Екологія довкілля та безпека життєдіяльності, 2003 №6. 4. *Кошляков О.Є., Мокієнко В.І., Кошлякова І.Є., Диняк О.В.* Аналіз динаміки рівнів ґрунтових вод лівобережжя м. Києва із застосуванням геоінформаційних технологій // Вісн. Київ. ун-ту Сер. „Геологія". – Київ. – Вип. 39. – 2005. 5. *Кошляков О.Є., Диняк О.В.* Особливості математичного моделювання потоків ґрунтових вод в долинах малих річок м. Києва. // Вісн. Київ. ун-ту „Геологія". – К. – Вип. 42. – 2007. 6. *Кошляков О.Є.* Гідрогеологічне моделювання: Підручник – К., 2003.

Надійшла до редколегії 15.01.08.

УДК 550.3 (519.21)

В. Демидов, асп.

ПАКЕТ ПРИКЛАДНИХ ПРОГРАМ GSM ДЛЯ СТАТИСТИЧНОГО МОДЕЛЮВАННЯ В ЗАДАЧАХ МОНІТОРИНГУ ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА

Наведено метод та алгоритм статистичного моделювання випадкових процесів та полів. Розроблено пакет прикладних програм GSM на основі методів спектрального розкладу та рандомізації. Алгоритм, що використовується в ППП GSM, апробований для моделювання одно-тривимірних масивів даних в задачах моніторингу геологічного середовища.

The method and algorithm for statistical modeling of random processes and fields by software package GSM, using the methods of spectral decomposition and randomization, are considered. The algorithm, which is used in PPP GSM is tested for the monitoring of the location of litotehtonical foundation's potentially dangerous objects.

Вступ. Сфера застосування математики в геологічних дослідженнях розширюється з кожним роком. Підвищений інтерес до математичних методів пов'язаний з необхідністю узагальнювати й аналізувати фактичний матеріал, накопичений у результаті багаторічних досліджень. Цьому сприяє також бурхливий розвиток засобів обчислювальної техніки, що дозволяє зберігати, передавати й обробляти великі обсяги інформації. Передбачається, що застосування комп'ютерних технологій у доступному для огляду майбутньому обумовить перехід геології на якісно новий рівень.

На кафедрі геофізики геологічного факультету із залученням фахівців із механіко-математичного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка протягом останніх років розробляються теоретичні та методичні основи застосування методів статистичного моделювання при дослідженні екологічного стану територій та ведеться розробка системи моніторингу за станом геологічного середовища, зокрема теорія і методологія комплексної геодинамічної інтерпретації даних геофізичного моніторингу небезпечних геологічних процесів і екологічного стану середовища.

Актуальність. Розроблена теорія, методика та алгоритми статистичного моделювання випадкових процесів, двохвимірних та тривимірних полів. В той же час для реалізації окремих задач в загальному об'ємі процедур, які необхідно виконати для проведення швидкого статистичного моделювання, використовується цілий ряд прикладних пакетів і програм, що орієнтовані на вирішення широкого класу задач в різних галузях знань. Автором поставлена задача розробити пакет прикладних програм ППП GSM (Geological Statistic Modeling), що дозволяє моделювати значення параметрів в проміжках режимної сітки спостережень та за її межами, адекватно описувати реальні геологічні процеси. Це дає змогу створити основу для прогнозу розвитку небезпечних геологічних процесів та створити методи оцінки їх поведінки за глибиною, в часі та в просторі в межах одного програмного комплексу.

Теоретичні основи. В ППП GSM використовується метод статистичного моделювання (метод Монте–Карло), що забезпечує можливість доповнити експериментальні реалізації додатковими даними, які неможливо отримати геофізичними та іншими дослідженнями при вирішенні поставленої задачі (нерегулярність мережі спостережень, неможливість проведення прямих спостережень під фундаментами споруд при вирішенні задач інженерної геології, різна глибина свердловин при спостереженнях; необхідність виявлення закономірностей та тенденцій у зміні напружено–деформованого стану гірських масивів при відсутності можливості проводити регулярні спостереження; розробка систем пасивного та активного моніторингу небезпечних геологічних процесів та інше).

Теоретичні аспекти можливостей застосування статистичного моделювання в задачах геології розглядались в роботах [1-6], практична апробація на реальних даних була проведена для процесів та полів на площині – в роботі [7], методом рандомізації – в роботах [2,3], а для тривимірних випадкових полів «методом спектральних коефіцієнтів» - в роботі

зації в роботі [8]. Теоретичні аспекти можливостей застосування статистичного моделювання розглянуті в працях Ядренко М.Й. [9]

Таблиця 1. **Порівняння можливостей для статистичного моделювання випадкових процесів та полів методом спектральних коефіцієнтів пакетами програм Statistika**

Назва операції	Пакети програм		
Допоміжні операції при статистичному моделюванні	Statistika	GeoR	GSM
Побудова гістограм	+	+	+
Моделювання нормальних випадкових величин	+	+	+
Обрахунок спектральних коефіцієнтів	+	-	-
Побудова варіограм (корелограм)	+ (лише одномірний варіант)	+	+ (лише одномірний варіант)
Обрахунок спеціальних функцій (Беселева функція, поліном Лежандра)	-	-	+
Статистичне моделювання	-	-	+

Для реалізації запропонованого підходу було розроблено алгоритм та проведена його реалізація у програмному середовищі Delphi. Розробка власного програмного забезпечення є вимушеним кроком, тому що для створення надійної та практичної методики статистичного моделювання випадкових процесів та полів для задач моніторингу геологічного середовища необхідно, щоб програмний продукт виконував певну кількість операцій. Основні операції з даними продемонстровано в таб 1, де показано, які стадії обробки інформації необхідні, які наявні програмні продукти найбільш зручні для реалізації поставлених задач. Розглянуті обмеження найбільш поширених програмних продуктів, що на даний час використовуються. В ППП GSM вже реалізована значна частина операцій, які проводилися різними програмними засобами (Statistika, GeoR). Крім цього реалізоване моделювання випадкових величин, побудова варіограм, обрахунок функцій Бесселя та поліномів Лежандра, власне статистичне моделювання (1-3D).

Реалізація окремих задач в єдину методику, яка реалізується в одному програмному продукті, в одному програмно-алгоритмічному комплексі (пакеті прикладних програм) є кінцевою метою розробок та досліджень, які проводяться, хоча область застосування розробленої методики та програмного продукту може бути більш широкою ніж задачі моніторингу геологічного середовища. Демонстрація розробленої методики, яка реалізована у ППП GSM, наведено на рис.1, де показаний весь основний цикл моделювання – вихідні дані (1), їх можлива попередня обробка (2), перевірка на нормальність (3), пошук кореляційної функції (4), моделювання (5), перевірка на адекватність моделювання (6).

Для даного програмного продукту використовуються вхідні дані, які формуються у стандартний dat файл, де задається певна кількість необхідних параметрів та точки моделювання. Моделювання можливе як для рівномірної сітки спостережень, так і для нерівномірної. Для полегшення процесу моделювання, більшість моментів автоматизовано та представлено у Windows інтерфейсі (рис.2). Формат вихідних даних представляє собою також стандартний .dat файл, що дозволяє досить легко використовувати ці дані в інших програмних засобах, та дозволяє у подальшому можливість інтеграції розробленого продукту в інші програмні засоби з метою їх подальшого використання.

Перевагою ППП GSM є те, що в ньому реалізується велика кількість операцій, які необхідні для статистичного моделювання. Таким чином нема необхідності використовувати декілька програмних пакетів та спеціально їх вивчати. Особливо це стосується математичного апарату та математичних обрахунків, які для кінцевого користувача можуть представляти певні складності.

Особливості застосування. ППП GSM дозволяє проводити статистичне моделювання для процесів, двох- та тримірних полів.

З точки зору коректного застосування математичного моделювання необхідним є виконання декількох умов. Одним з етапів статистичного аналізу даних є перевірка згенерованих даних на адекватність кореляційної функції за допомогою пакету програм GeoR.

Перше - дані повинні мати нормальний розподіл та бути ізотропними або близькими до них.

Друге - фундаментальне припущення, що якщо поля, що досліджуються - ізотропні, або можуть бути шляхом перетворень зведені до ізотропних, то знаючи вигляд кореляційної функції та математичне сподівання, можна змоделювати масиви дво — та тривимірних даних в проміжках мережі спостережень.

Третє – досліджується вид кореляційної функції. Для кожного виду кореляційної функції підбирається модель, знаходяться спектральні коефіцієнти та, відповідно до моделі, проводиться моделювання. Такий метод називається «методом спектральних коефіцієнтів», який описано і застосовано до практичних задач в роботі [8]. Його перевагою є швидкість та надійність обрахунків, але одним із недоліків є досить складний процес обрахунку спектральних коефіцієнтів.

У випадку неможливості розрахунку спектральних коефіцієнтів застосовується метод «рандомізації». При його застосуванні відпадає необхідність пошуку спектральних коефіцієнтів, але точність обрахунків за допомогою цього методу є меншою.

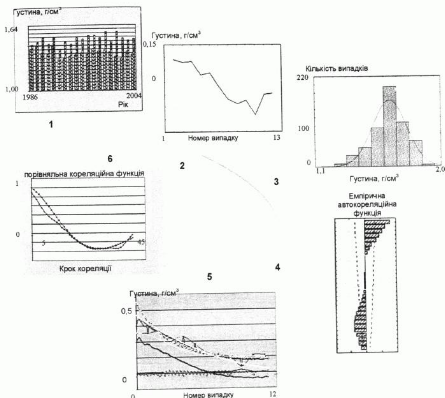


Рис. 1. Демонстрація розробленого алгоритму на прикладі статистично моделювання випадкових процесів

В розробленому пакеті прикладних програм використовувався розроблений алгоритм як для методу спектральних розкладів так і для методу рандомізації. Проводилась апробація ППП GSM для моделювання одно-тривимірних масивів даних.

<u>**Алгоритми статистичного моделювання**</u> для даних, які мають різну мірність, та залежно від обраної методики, є різними. Але в цілому вони є досить схожими. Для прикладу наведемо алгоритм генерування реалізацій гауссівського випадкового поля $\xi(\bar{x})$ методом спектральних коефіцієнтів.

Алгоритм.

1. Моделюється послідовність випадкових величин $\lambda_i, \lambda_i \in \Lambda_i (i = \overline{1,k})$ із щільностями розподілу p_i.
2. Визначається відповідне для заданої точності наближення ε>0 значення числа N за допомогою оцінки:

$$\frac{\pi}{2}Q^4\left(\frac{ca_k}{k}\right)^2\left\{1+\frac{(2N+1)^2}{N}\left[Q^4\frac{\pi}{2(N+2)}\left(\frac{N}{2^N}\right)^2+\frac{N+1}{2^{2(N-1)}}\left(\frac{eN}{2(2N+3)}+\frac{N+1}{2(N+2)}\right)\right]\right\}+ \quad (1)$$

$$+2\pi^2Q^2\{1+N(2N+1)\}\mu_1+\pi^2Q^3\frac{1}{\sqrt{N}}e^{-\frac{N^2}{a_kQ}}+2\pi^2Q^4\frac{N}{N^2-1}\mu_3\le\varepsilon,$$

де Q – деяке дійсне невід'ємне число (радіус кулі).

3. Моделюються набори незалежних стандартних гауссівських випадкових величин із статистичними характеристиками, які ми позначили через:

$$\left\{Z^{i,l}_{m,p}\right\}^{N,m,k}_{m=0,l=0,i=1}, (p=1,2).$$

4. Обчислюються значення реалізації випадкового поля ξ(r,θ,φ) при підстановці значень величин, знайдених за пунктами 1, 2 та змодельованих гауссівських випадкових величин за пунктом 3.

Достовірність побудов перевірялась за допомогою пакета GeoR. Для цього знаходиться статистична оцінка для кореляційної функції згенерованої реалізації випадкового поля $\xi(r,\theta,\varphi)$ за допомогою пакета прикладних програм GeoR і порівнюється із підібраною кореляційною функцією $B(\rho)$ для даних, а також проводиться статистичний аналіз цієї реалізації на адекватність.

Апробація розробленого алгоритму, проводилась на території Київської агломерації та проммайданчику Рівненської атомної електростанції (РАЕС), що дозволило підвищити обґрунтованість прийнятих управлінських рішень.

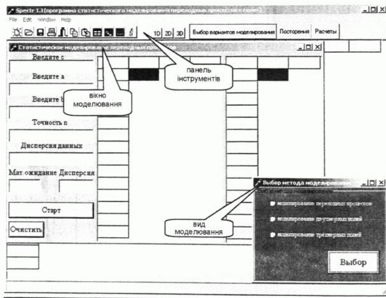


Рис. 2. "Головне вікно" ППП GSM

Висновки. Розроблений ППП GSM дозволяє проводити статистичне моделювання випадкових процесів, дво- та тривимірних полів в одному програмному комплексі. Зрозумілий інтерфейс дозволяє досить легко освоїти даний програмний засіб за найкоротший час.

Розроблений підхід дозволяє застосувати його до задач прогнозування розвитку небезпечних геологічних процесів та контролю за станом території. Подальше вдосконалення ППП GSM полягає у інтеграції його з стандартними пакетами геологічних програм та можливості його використання в рамках сучасних ГІС-технологій.

1. Vyzhva Z.O. *About Approximation of 3–D Random Fields and Statistical Simulation // Rand. Oper. and Stoch. Equation.* – 2003. – 4, №.3. 2. Вижва С.А. *Геофізичний моніторинг небезпечних геологічних процесів.* – К., 2004. 3. Вижва С.А., Вижва З.О. *Про застосування статистичного моделювання випадкових полів з нерівномірною решіткою інтерполяції до задач геофізики // Геоінформатика.* – 2002. – №4. 4. Вижва С.А., Вижва З.О. *Про застосування статистичного моделювання тривимірних випадкових полів у задачах геофізичного моніторингу екологічного стану території // Вісн. Київ. ун–ту. Сер. Геологія.* – 2003. – Вип. 26. 5. Вижва С.А., Вижва З.О., Демидов В.К *Статистичне моделювання карстово-суфозійних процесів на території потенційно-небезпечних об'єктів // Геоінформатика.* – 2004. – №2. 6. Вижва С.А., Вижва З.О., Демидов В.К. *Застосування статистичного моделювання в геофізичному моніторингу стану верхньої частини розрізу промплощадок потенційно небезпечних промислових об'єктів //. Моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища: Матер. IV Між нар. наук. конф. Київ, 2003,* - К., 2003. 7. Вижва С.А., Вижва З.О., Демидов В.К. *Статистичне моделювання тривимірних випадкових полів у задачах моніторингу геологічного середовища // Зб. наук. праць «Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики».* – К., 2006. 8. Вижва С.А., Вижва З.О., Демидов В.К. *Статистичне тривимірне моделювання методом рандомізації при вирішенні задач моніторингу геологічного середовища // Моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища: Матер. Всеукр. наук. конф. Київ, 2006.* – К., 2006. 9. Ядренко М.И. *Спектральная теория случайных полей.* – К., 1980.

Надійшла до редколегії 21.12.07

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ, МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

УДК 55(4)+551.22+552.3

О. Митрохин, канд. геол. наук

АНОРТОЗИТ-РАПАКІВІГРАНІТНА ФОРМАЦІЯ СХІДНО-ЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ

В роботі наведений систематичний опис найбільш типових проявів анортозит-рапаківігранітної формації Східно-Європейської платформи. Проаналізовано особливості її розповсюдження, умов залягання, геологічної будови та складу. Обгрунтовано виділення двох регіональних провінцій анортозит-рапаківігранітної формації. На сучасному рівні визначено об'єм та петрографічний склад формації.

The systematic description of the most typical rapakivi granite-anorthosite complexes of the East Europe craton is resulted in the article. The aria distribution, mode of occurrence, geology and composition are analysed. Abjection of two regional rapakivi granite-anorthosite provinces is proved. The volume and petrographic composition of the association is determined at a modern level.

Постановка проблеми. Під час вивчення природних асоціацій гірських порід звичайно настає момент, коли дослідник вимушений наново переглянути об'єми, склад та індикаторні особливості навіть тих формаційних типів, які здавалися охарактеризованими доволі повно та бездоганно. Як систематизаційна категорія, що визначає найбільш типові особливості кількох конкретних комплексів гірських порід, формаційний тип потребує періодичного узгодження з наявним фактичним матеріалом. Так, дослідники докембрійських комплексів гранітів рапаківі та асоціюючих анортозитів автономного типу в котрий раз змушені, у відповідності з висловом П. Ескола, «зупинитись та почати наново». 90-ті роки XX сторіччя відзначилися підсиленням інтересу до цієї формації в рамках міжнародного IGCP проекту "Correlation of Rapakivi Granites and Related Rocks on a Global Scale". Отримані дані суттєво розширили чинні уявлення про анортозит-рапаківігранітну формацію і дали поштовх новітнім дослідження у цій галузі.

Аналіз останніх досліджень та публікацій. Перша узагальнююча характеристика анортозит-рапаківігранітної формації (АРГФ) зроблена у монографії [1]. Там же наведений докладний опис п'яти найбільш відомих анортозит-рапаківігранітних комплексів (АРГК) Східно-Європейської платформи: коростенського, корсунь-новомиргородського, виборзького, салмінського та ризького. Як формаційний тип, що визначає субплатформенну стадію розвитку давніх платформ, АРГФ розглянута у роботі [3]. Крім вищезгаданих комплексів, авторами описані також АРГК Сибірської платформи: прибайкальський, кодаро-удоканський та улканський. В іноземній літературі АРГФ розглядається як специфічний прояв більш загальної анортозит-мангерит-чарнокіт-гранітної асоціації (AMCG) докембрію [13]. Петрологія, геохімія та рудоносність АРГФ Українського та Балтійського щитів охарактеризовані у роботах [5, 11-12, 14-15, 18, 20-21]. Комплекси АРГФ поза межами щитів розглянуті [1-2, 10, 19, 23]. Ізотопному датуванню АРГК Східно-Європейської платформи присвячені публікації [4, 7-10, 16- 17, 22-23].

Формулювання мети. Метою даної роботи було визначення особливостей геологічної будови, умов залягання та петрографічного складу найбільш типових проявів анортозит-рапаківігранітної формації Східно-Європейської платформи.

Анортозит-рапаківігранітна формація Українського щита. Типовими представниками АРГФ на Українському щиті є Коростенський та Корсунь-новомиргородський плутони [1, 5]. Дехто з дослідників небезпідставно відносить до АРГФ південно-кальчицький комплекс у Приазов'ї та реутський (дрокійський) комплекс у Молдові [6].

Коростенський плутон (КП) розташований в межах Волинського мегаблоку Українського щита. КП інтрудує палеопротерозойський складчастий фундамент, складений гнейсами, кристалосланцями та амфіболітами тетерівської серії (PR_1tt), а також гранітами і мігматитами житомирського (Pr_1zt) та шереметівського комплексів (PR_1sr). Вміщуючі породи зазнали складчастості, мігматизації та метаморфізму амфіболітової фації задовго до вкорінення плутону. В породах КП зустрічаються ксеноліти та останці субплатформенних метапісковиків та сланців пугачівської товщі (PR_1pg). U-Pb ізотопний вік вкорінення коростенського комплексу визначається [4, 8] у 1,74-1,80 млрд. р. н. Породи коростенського комплексу займають площу 10400 км^2. У складі коростенського комплексу традиційно виділяють три групи порід: гранітоїди, габроїди та гібридні породи. Граніти рапаківі, а також чисельні відміни рапаківіподібних гранітів складають основний об'єм КП, утворюючи в його межах чотири нечітко-виявлених масиви: Малинський, Червоноармійський, Народицький та Сидоровицький. Серед гранітоїдів найбільш розповсюджені дрібно-середньоовоїдні біотит-амфіболові відміни. Так звані рапаківіподібні граніти з незначним вмістом овоїдів калішпату, по більшості позбавлених маргінаційних оболонок, зустрічаються частіше, ніж власне рапаківі. Широко проявлені жильні утворення гранітоїдного складу – граніт-порфіри, апліти та пегматити. Пегматити, крім жильного типу, також представлені міаролітовими та камерними відмінами. Серед жильних порід виявлені специфічні сублужні альбіт-мікроклінові граніти з топазом та літієвими слюдами. Підлеглі гранітоїдам габроїди коростенського комплексу представлені анортозитами, габро-анортозитами, габро-норитами та габро, що формують три великих габро-анортозитових масиви Володарськ-Волинський (1313 км^2), Чоповицький (794 км^2) та Федорівський (244 км^2), а також низку дрібніших масивів загальною площею 220 км^2, як в межах КП, так і в його найближчому облямуванні. З меланократовими відмінами титаноносних габроїдів асоціюють різко підлеглі перидотити та піроксеніти. Гібридні породи – габро-монцоніти, монцоніти та сієніти розвинуті, переважно, в області контакту базитів та гранітоїдів коростенського комплексу. Серед постмагматичних утворень описані грейзени, альбітити та фенітоподібні лужні сієніти. На півночі КП поширені породи пержанського комплексу (PR_1pz), які окремими дослідниками вважаються похідними тектонічного та метасоматичного перетворення гранітоїдів коростенського комплексу. З коростенським комплексом асоціюють потужні пояси сублужних діабазових дайок протерозойського віку. На півночі КП перекривається овруцькою вулканогенно-осадовою серією (PR_{1-2}ov). Трахібазальти, трахіандезити та сублужні ріоліти овруцької серії датовані у 1,74-1,79 млрд. р. н. та рядом дослідників розглядаються як вулканічні аналоги коростенського комплексу.

Корсунь-Новомиргородський плутон (КНП) знаходиться в межах Кіровоградського блоку Українського щита. Рама КНП складена глиноземистими гнейсами та кристалосланцями інгуло-інгулецької серії, гранітами та мігматитами кіровоградського комплексу, а також гранітоїдами новоукраїнського комплексу. На півночі, заході та південному сході КНП облямовується переважно виходами біотитових, біотит-гранатових та біотит-гранат-кордієритових плагіогнейсів інгуло-інгулецької серії (PR_1ii), метаморфізованих в умовах амфіболітової фації. На невеличкій ділянці біля північно-західного контакту плутону розвинені амфіболові гнейси та кристалосланці, які, напевно, відносяться до росинсько-тікицької серії (AR_2rt). В породах рами повсюдно широко проявлені явища ультраметаморфізму та мігматизації. Найбільшого розвитку автохтонні граніти та мігматити кіровоградського комплексу (PR_1kg) набувають на схід від плутону. На півдні КНП контактує з трахітоїдними гранітами новоукраїнського комплексу (PR_1nu). U-Pb ізотопний вік вкорінення гранітоїдів корсунь-новомиргородського комплексу складає 1,75 млрд. р. н. [6]. Площа, зайнята породами корсунь-новомиргородського комплексу, складає 5513 км^2. На відміну від Коростенського плутону в межах Корсунь-Новомиргородського широко розповсюджені середньо-крупнооводії біотит-амфіболові рапаківі, які формують два великих масиви – Корсунь-Шевченківський та Шполянський. Рапаківіподібні граніти, тобто граніти з одиничними овоїдами або й безовоїдні, поширені менше, ніж власне рапаківі. Підпорядковане значення мають також аплітоїдні та апліт-пегматоїдні граніти, а також гранітні пегматити. Серед габроїдів найбільш поширені лейкократові суттєво плагіоклазові відміни – анортозити та габро-анортозити, які утворюють чотири крупних масиви: Новомиргородський (638 км^2), Смілянський (319 км^2), Городищенський (194 км^2), Межирічанський (44 км^2) та ряд дрібніших тіл. Менш поширені у складі згаданих габро-анортозитових масивів мезократові норити, габро-норити та габро. Меланократові відміни габроїдів, перидотити та піроксеніти є зовсім рідкісними. Характерною особливістю корсунь-новомиргородського комплексу є значний розвиток гібридних монцонітоїдних порід – габро-монцонітів, монцонітів та сієнітів. Як правило, гібридні породи розвинуті біля контактів гранітів рапаківі з габроїдами корсунь-новомиргородського комплексу. При цьому, більш основні відміни габро-монцонітів та монцонітів входять до складу габро-анортозитових масивів. Кварцові монцоніти та сієніти розвиваються з боку гранітоїдів. На контактах власне анортозитів з гранітами монцонітоїди відсутні, натомість, звичайним є розвиток альбітитів та фенітоподібних лужних сієнітів метасоматичного походження. Дайкові породи корсунь-новомиргородського комплексу представлені субдужними діабазами. При цьому, в породах КНП встановлені лише поодинокі дайки базитового складу. Натомість, потужні дайкові пояси субширотного та північно-західного простягання відомі на схід та південь від КНП. У діючих стратиграфічних схемах вони відносяться до так званого девладівського дайкового комплексу. Але окремі відміни олівінових діабазів цього комплексу мають петрографічні особливості гіпабісальних базитів АРГФ.

Південно-кальчицький комплекс (ПКК) Приазовського мегаблоку УЩ включає два масиви – Володарський (170 км^2) та Кременевський (160 км^2), які інтрудують метаморфічні породи центрально-приазовської серії [5-6]. На відміну від інших українських комплексів АРГФ, у складі південно-кальчицького комплексу переважають кварцові сієніти та граносієніти, серед яких розрізняють біотит-амфіболові та фаяліт-авгітвмісні різновиди. Частка сублужних біотит-амфіболових гранітів є меншою. Гранітоїди південно-кальчицького комплексу характеризуються порфіровидною структурою і за особливостями мінерального та хімічного складу подібні до рапаківі, але типових овоїдних відмін досі не виявлено. Помітне місце у складі комплексу займають сублужні габроїди та монцоніти. Анортозитові породи – андезиніти, мають підпорядковане значення. Описані також рідкісні титанононосні олівінові мелагабро, піроксеніти та перидотити.

Реутський комплекс (РК) розбурений на південно-західному схилі УЩ в межах Дністерсько-Бузького мегаблоку. На відміну від інших проявів АРГФ УЩ, він повністю перекритий фанерозойськими осадовими відкладами платформенного чохла і ніде не відслонюється на денну поверхню. Реутський комплекс залягає серед гранітоїдів бердичівського комплексу (PR_1bd), а також метаморфічних утворень дністерсько-бузької серії (AR_2db). Комплекс складений сублужними біотитовими та біотит-амфіболовими гранітами з гастингситом та фаялітом, які займають площу більш ніж 1200 км^2. Серед гранітоїдів присутні порфіровидні відміни з мегакристами лужного польового шпату, що мають маргінаційну структуру. Мегакристи овоїдної форми не встановлені. Незвичайними, як для гранітів рапаківі, є наявність флюїдальних текстур у загальній масі, насиченість ксенолітами вміщуючих порід, повна відсутність асоціюючих анортозитів, габроїдів та монцонітів, а також специфічна акцесорна мінералізація – сфен, турмалін, епідот. До АРГФ реутський комплекс віднесений умовно [6].

Анортозит-рапаківігранітна формація Балтійського щита. Класичні плутони АРГФ – Виборзький, Аландський, Лайтильський та Вехмааський розташовані на території Фінляндії [7, 11, 12, 21-22]. Відомі також Салмінський та Улялегський плутони в Карелії [9, 16], а також Нордингро та Рагунда у Швеції [15, 17].

Виборзький плутон (ВП) знаходиться на території Фінляндії та, частково, сусідньої Росії. Разом з двома сателітними масивами ВП інтрудує палеопротерозойський складчастий фундамент Свекофенського блоку Балтійського щита, складений слюдяними та біотит-роговообманковими сланцями, гнейсами та мігматитами. Вміщуючі породи зазнали регіонального метаморфізму амфіболітової фації та ультраметаморфізму 1,80-1,90 млрд. р. н. U-Pb вік вкорінення Виборзького плутону складає 1,62-1,65 млрд. р. н. [7, 12, 22]. Це найдревніший АРГК Балтійського щита. Площа Виборзького плутону, разом з частиною зануреною під води Фінської затоки, сягає приблизно 20000 км^2. Масиви-сателіти Ахвеністо та Суоменіємі локалізуються біля північної межі головного плутону і займають площі 308 км^2 та 347 км^2 відповідно. Виборзький плутон значною мірою складається типовими овоїдними біотит-амфіболовими гранітами рапаківі, серед яких, за наявністю маргінаційних оболонок плагіоклазу навколо овоїдів лужного польового шпату, традиційно розрізняють вибогітовий та пітерлітовий різновиди. Порфіровидні та рівномірно-зернисті біотитові граніти складають значну частину масиву Суоменіємі, в межах Виборзького плутону вони поширені менше. Так звані тіріліти та лапеє-граніти, які являють собою авгіт-фаялітвмісні граносієніти та кварцові монцоніти, також мають обмежене розповсюдження. Рапаківі виборзького комплексу супроводжуються жильною серією граніт-порфірів, кварцових пофірів, аплітів та пегматитів кислого складу. В межах Виборзького плутону та обох масивів сателітів виявлені жильні тіла та штоки сублужних альбіт-мікроклінових гранітів з топазом та каситеритом, серед яких встановлені аплітоїдні та порфіровидні відміни. В межах масиву Суоменіємі нещодавно виявлені дайки лужних сієнітів. Серед постмагматичних утворень виборзького комплексу описані грейзени. Анортозити в межах Виборзького плутону звичайно зустрічаються у вигляді ксенолітів серед рапаківі та лапеє-гранітів. В районі Юлямаа серед овоїдних рапаківі описа-

ний блок габро-анортозитів площею більш ніж 1 км^2. Значно більше анортозитові породи, габроїди та монцоніти поширені в масиві Ахвеністо, де вони утворюють підковоподібне тіло, яке облямовує гранітоїдне ядро масиву. В північному облямуванні Виборзького плутону, а також на площі масивів Ахвеністо та Суоменіємі поширені рої субдужних діабазових дайок. Виявлені композитні дайки, у складі яких, крім діабазів та діабазових порфіритів, присутні граніт-порфіри та кварцові порфіри. Явища магматичного змішування та сплавлення припускають співіснування базитового та кислого розплавів у межах композитних дайок [18]. Вулканічними аналогами порід виборзького комплексу вважаються палеотипні трахібазальти, трахіандезити та трахіріоліти хогландської товщі, поширеної на острові Хогланд, південніше Виборзького плутону, а також на провисах покрівлі у північній частині плутону. Рої діабазових дайок характеризуються U-Pb віком 1,64-1,66 млрд. р., вулканіти хогландської товщі – 1,64 млрд. р [20].

Аландський плутон (АП) Фінляндії відслонюється на островах Аландського архіпелагу у Ботнійській затоці. Значна частина плутону знаходиться під акваторією затоки. За геофізичними даними, площа плутону перевищує 3000 км^2. Овоїдні граніти рапаківі виборгітового та пітерлітового типів формують головну частину АП. Менш поширені рівномірно-зернисті граніти, граніт-порфіри та кварцові порфіри. Анортозити, норити та монцодіорити утворюють невеликі тіла у південній частині АП. З ними асоціюють дайки субдужних діабазів, подібних Аландсько-Аболандському дайковому поясу, що простежується вздовж південно-східної межі Аландського плутону. U-Pb ізотопний вік рапаківі аландського комплексу складає 1,57-1,58 млрд. р [11].

Лайтильський плутон (ЛП) знаходиться у південно-західній Фінляндії. Головний плутон рапаківі, площею 1944 км^2, облямовується кількома меншими сателітними масивами гранітоїдного та габроїдного складу, серед яких найбільший – гранітоїдний масив Еураокі. Рапаківіподібні граніти лайтильського комплексу представлені овоїдними, порфіровидними, а також рівномірно-зернистими біотит-амфіболовими фаялітвмісними та біотитовими відмінами. В межах масиву Еураокі описані також топазвмісні альбіт-мікроклінові граніти та грейзени. У північній частині ЛП широко розповсюджені дайки та сили субдужних олівінових діабазів, які перетинають як рапаківіподібні граніти, так і йотнійські пісковики суміжного грабену Сатакунта. U-Pb вік біотит-амфіболових гранітів лайтильського комплексу складає 1,57 млрд. р [14, 18].

Вехмааський масив (ВМ) відслонюється на південно-західному узбережжі Фінляндії, неподалік від Лайтильського плутону, та, за геофізичними даними, простежується далі на захід під акваторією Ботнійської затоки. До ВМ належать також виходи гранітів рапаківі на острові Ова. Загальна площа ВМ, разом з зануреною частиною, сягає 800 км^2. Біля східної межі головного масиву розташований невеликий гранітоїдний масив-сателіт [21]. Інтрузії вехмааського комплексу залягають серед палеопротерозойських слюдяних сланців, роговообманкових гнейсів, гранодіоритів та мігматитів Свекофенського блоку. U-Pb ізотопний вік гранітоїдів вехмааського комплексу складає 1,57-1,58 млрд. р. У складі ВМ переважають овоїдні біотит-амфіболові граніти рапаківі пітерлітового типу. Менш розповсюджені порфіровидні біотитові граніти, серед яких розрізняються крупнозернисті та середньозернисті відміни. Рівномірнозернистими біотитовими гранітами складений масив-сателіт. Дайкові та жильні породи вехмааського комплексу включають граніт-порфіри, апліти та пегматити кислого складу. Постмагматичні утворення представлені міаролітовими пустотами, кварцовими жилами та грейзенами. Базитова складова вехмааського комплексу досі не виявлена.

Салмінський плутон та Улялегський масив знаходяться у південній Карелії неподалік один від одного та відносяться до єдиного салмінського комплексу (СК), вкоріненого вздовж межі Карельського та Свекофенського блоків Балтійського щита. Інтрузії СК проривають неоархейські гранітоїди та супракрустальні породи, а також палеопротерозойські гнейси, кристалосланці та метакарбонатні породи. У північно-західній частині Салмінський плутон перекривається мезопротерозойськими вулканогенно-теригенними товщами. U-Pb ізотопний вік вкорінення СК коливається у діапазоні 1,53-1,55 млрд. р [9, 16]. Площі, зайняті породами Салмінського плутону та Улялегського масиву, складають 2363 та 643 км^2, відповідно. Біотит-амфіболові граніти, які переважають у складі обох плутонів, представлені овоїдними, порфіровидними та рівномірно-крупнозернистими відмінами. Серед овоїдних описані як виборгітові, так і пітерлітові відміни. Помітне місце займають порфіровидні та рівномірно-зернисті біотитові граніти, які інтрудують біотит-амфіболові граніти. Біотитові граніти супроводжуються жильною фацією граніт-порфірів та аплітів. Топазвмісні альбіт-мікроклінові граніти утворюють найпізніші дайки та штоки серед інших гранітоїдних фаз СК. На відміну від фінських АРГК у складі Салмінського плутону бурінням виявлені значні площі габроїдів – габро-норитів, габро та анортозитів. Монцоніти, сієніти та граносієніти розвинені вздовж меж гранітоїдів з габроїдами. Постмагматичні утворення представлені грейзенами та скарнами.

Комплекс Рагунда (КР) у центральній Швеції включає три зближені масиви сумарною площею 544 км^2, які інтрудують супракрустальні породи, граніти та мігматити з ізотопним віком 1,77-1,94 млрд. р. На відміну від більшості класичних фінських плутонів рапаківі, КР, поруч з гранітоїдами, містить значні площі габроїдів та сієнітів. Гранітоїди представлені субдужними рапаківіподібними біотитовими та амфібол-біотитовими гранітами, граніт-порфірами та аплітами. Порфіровидні біотитові граніти найбільш поширені. Серед амфібол-біотитових гранітів встановлені роговообманкові, фаялітвміщуючі та рибекіт-вміщуючі відміни. Біотитові граніт-порфіри, апліти та аплітовидні граніти формують малі інтрузії та дайки у породах КР. Серед габроїдів найбільш розповсюджені власне габро. Анортозитові породи поширені обмежено. Звичайними є малі інтрузії та жили гранітів у габроїдах. Сієніти представлені фаяліт-амфібол-авгітовими відмінами з мінливим вмістом кварцу. КР, а також оточуючі породи, проriваються значною кількістю дайок, складених долеритами та кварцовими порфірами. Окремими дослідниками ці дайки розглядаються як частина комплексу. Найпотужніші дайки можуть мати складну внутрішню будову з базитовою зовнішньою частиною та кварц-порфіровим ядром. Більшість дайок має різкі загартовані контакти по відношенню до вміщуючих порід. Синусоїдні контакти окремих дайок кварцових порфірів, по відношенню до габроїдів КР, припускають незначний віковий розрив між вкоріненням цих порід. U-Pb вік гранітоїдів КР коливається у межах 1,50-1,51 млн. р [17]. Це один з наймолодших АРГК Балтійського щита.

Масив Нордінгра (МН) розташований у Швеції на узбережжі Ботнійської затоки. Рама масиву складена супракрустальними породами низьких ступенів метаморфізму, прорваними гранітоїдами з ізотопним віком 1,77-1,89 млрд. р. U-Pb ізотопний вік вкорінення масиву Нордінгра складає 1,58 млрд. р [15]. Площа масиву перевищує 430 км^2. Субдужні рапаківіподібні граніти переважають у відслоненій частині МН. Особливістю петрографічного складу є значна частка габроїдів – особливо габро-анортозитів та габро. Ксеноліти габро-анортозитів у гранітах, а також дайки

гранітів у лейкогабро однозначно вказують на молодший вік гранітів. Сплавлені контакти та гібридні монцоніти в контактових зонах свідчать про те, що, як мінімум місцями граніти та габроїди одночасно знаходились у рідкому стані. МН інтрудується більш молодим силом долеритів Ульво.

Прояви АРГФ поза межами кристалічних щитів СЄП. Прояви АРГФ відомі й поза межами кристалічних щитів, де вони залягають під потужним покривом фанерозойських відкладів платформеного чохла СЄП. Такими є ризький комплекс у Латвії [2, 19], а також складний мазурський комплекс – у Польщі [10, 23].

Ризький плутон (РП) розбурений свердловинами на заході Латвії під чохлом фанерозойських відкладів потужністю 900-1800 м. Північна частина плутону простежена, за геофізичними даними, під акваторією Балтійського моря. Плутон прориває кристалічний фундамент, складений гнейсами та кристалосланцями, метаморфізованими та мігматизованими в умовах гранулітової та амфіболітової фацій. Високо-метаморфізовані утворення південного облямування РП раніш розглядалися як архейські. Новітні дані ізотопного датування довели їх палеопротерозойський вік. U-Pb вік вкорінення РП складає 1,57-1,58 млрд. р [19]. Площа плутону сягає 40000 км^2 – це одна з найбільших світових інтрузій АРГФ. Більша частина плутону складена рапаківіподібними гранітами. Власне рапаківі розбурені у північній частині плутону. Широко розповсюджені граносієніти та піроксенові монцоніти – мангерити. Габроїди утворюють декілька масивів у південній частині плутону, найбільший з них – Приєкульський (1000 км^2). Серед габроїдів переважають анортозити та норит-анортозити. Менш поширені норити та габро-норити. Троктоліти та перидотити є рідкісними. Денудована поверхня Вергальського габро-анортозитового масиву перекривається кислими лавами, подібними до вулканітів субіотинія Швеції та Фінляндії. Трахіріоліти та трахібазальти споріднені з АРГФ розкриті свердловинами у північній частині РП. Вони також входять до складу ундваської товщі на острові Саарема в Балтійському морі.

Мазурський комплекс (МК) розбурений на північному сході Польщі. На денну поверхню породи комплексу ніде не відслонюються, бо скрізь перекриті фанерозойськими осадовими відкладами потужністю 580-1200 м. Інтрузії МК проривають кристалічний фундамент Східно-Європейської платформи. Породи рами переважно представлені гранітами та мігматитами, а також біотитовими гнейсами та амфіболітами, що зазнали регіонального метаморфізму в умовах амфіболітової фації. На окремих ділянках розвинуті метаморфічні породи гранулітової фації. U-Pb ізотопний вік вкорінення МК складає 1,50-1,52 млрд. р [23]. Комплекс включає сублужні граніти, кварцові монцоніти та монцодіорити, анортозити, норити та габро-норити. У складі МК поширені порфіровидні граніти та кварцові монцоніти, які петрографічно та геохімічно подібні скандинавським рапаківі. Вони звичайно містять мегакристи калішпату, часто з плагіоклазовими оболонками. Гранітоїди МК формують субширотний пояс протяжністю у 200 км при ширині 40 км. Габроїди представлені трьома габро-анортозитовими масивами – Сувалкінським, Кетржинським та Сейнінським. Найкраще досліджений Сувалкінський масив (250 км^2) має куполовидну структуру з анортозитами у центральній частині, що перекриваються габро-норитами, норитами та монцодіоритами по периферії. Дайки титаномагнетит-апатитових нельсонітів у північно-західній частині масиву характеризуються сульфідною мінералізацією.

Висновки. Прояви АРГФ неоднорідно поширені в межах фундаменту Східно-Європейської платформи. Вони утворюють окремі інтрузивні масиви площею до 1000 км^2, складні багатофазні плутони, площею до 40000 км^2, регіональні групи (комплекси) та пояси. Як правило, окремі масиви концентруються в межах складних плутонів та їх найближчому оточенні, що підтверджує думку про зв'язок з певними тектонічними «вузлами». Звичайно прояви АРГФ залягають в межах палеопротерозойських корових провінцій СЄП, тяжіючи до її західних околиць, де формують три регіональних пояси – Український, Польсько-Латвійсько-Карельський та Фінсько-Шведський. Пояси інтрузій АРГФ добре корелюються з депресіями, виповненими протерозойськими платформеними відкладами, але повністю незалежні від більш древніх структур фундаменту. Прояви АРГФ тяжіють до зон глибинних розломів, характеризуються інтрузивними контактами зі складчастим фундаментом та нижніми відділами платформеного чохла, не підлягаючи складчастості та регіональному метаморфізму. Ізотопний вік вкорінення інтрузій змінюється від 1.50-1.66 млрд. р. – на Балтійському щиті та прилеглих територіях, до 1.75-1.80 млрд. р. – на Українському щиті, що дає підстави для виокремлення двох різновікових петрографічних провінцій АРГФ: Прибалтійської та Української, відповідно. Комплекси АРГФ звичайно включають суміщені у просторі та за віком інтрузивні масиви (плутони), малі гіпабісальні інтрузії, а також дайкові, жильні та постмагматичні утворення. Інколи до складу анортозит-рапаківігранітних комплексів також входять генетично споріднені з ними субвулканічні та вулканічні утворення. Повний петрографічний склад АРГФ представлений: 1) сублужними гранітоїдами – власне рапаківі та рапаківіподібними; 2) анортозитовими породами; 3) сублужними габроїдами; 4) монцонітами та сієнітами; 4) сублужними діабазами, граніт-порфірами, мікрогранітами та аплітовидними гранітами; 4) граніт-аплітами та пегматитами; 5) трахіріолітами, трахібазальтами та трахіандезитами; 6) постмагматичними утвореннями – грейзенами, альбітитами та фенітоподібними метасоматитами.

1. Анортозит-рапакивигранитная формация Восточно-Европейской платформы / *Д.А.Великославинский, А.П.Биркис, О.А.Богатиков и др.*; под ред. Д.А. Великославинского. - Л.,1978. 2. *Богатиков О.А.* Анортозиты. - М., 1979. 3. *Великославинский Д.А., Биркис А.П., Хворов М.И. и др.* Анортозит-рапакивигранитная формация. Комплексы Восточно-Европейской платформы // Магматические формации раннего докембрия территории СССР: В 3 томах. - М., 1980. -Т.3. 4. *Верхогляд В.М.* Возрастные этапы магматизма Коростенского плутона // Геохимия и рудообразование. -1995. -Вып.21. - С.34-47. 5. Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита / *К.Е.Есипчук, Е.М.Шеремет, О.В.Зинченко и др.*; под ред. И.Б.Щербакова. -К., 1990. 6. *Щербаков И.Б.* Петрология Украинского щита. – Львов, 2005. 7. *Alviola R., Johanson B.S., Ramo O.T., Vaasjoki M.* The Proterozoic Ahvenisto rapakivi granite - massif-type anorthosite complex, southeastern Finland; petrography and U-Pb chronology // Precambrian Research, 1999. –V. 95. –N.1-2. – P.89-107. 8. *Amelin Yu., Heaman L.M., Verchogliad V.M., Skobelev V.M.* Geochronological constrains on the emplacement history of an anorthosite rapakivi granite suite: U-Pb zircon and baddeleyite study of the Korosten complex, Ukraine // Contribs. Miner. and Petrol. -1994. -Vol.116, N4. -P.411-419. 9. *Amelin Y.V., Larin A.M., Tucker R.D.* Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi garanite-anorthosite complex, Baltic Shield: implications for magmatic evolution // Cotribs. Miner. and Petrol. -1997. -Vol.127. -P.353-368. 10. *Dorr W., Belka Z., Marheine D., Schastok, Valverde-Vaquero P., Wiszniewska J.* U-Pb and Ar-Ar geochronology of anorogenic granite magmatism of the Mazury complex, NE Poland // Precambrian Research. -2002. -V.119. –P.101-102. 11. *Eklund O., Frojdo S., Lindberg B.* Magma mixing, the petrogenetic linck between anortosite suites and rapakivi granites, Aland, SW Finland // Mineralogy and Petrology, 1994. -V.50. –N1-3. –P.3-19. 12. *Elliot B.A.* Crystallisation conditions of the Wiborg rapakivi batolith, SE Finland: an evaluation of amphibole and biotite mineral chemistry // Mineralogy and Petrology, 2001. -V.72. –P.305-324. 13. *Emslie R.F.* Granitoids of rapakivi granite-anorthosite and related association // Precam.Res.-1991.-Vol.51.-P.173-192. 14. *Haapala I.* Magmatic and postmagmatic process in tin-mineralized granites: topaz-bearing leucogranite in the Eurajoki rapakivi granite stock, Finland // J. Petrol. -1997. -38. -P.1645-1659. 15. *Lindh A., Andersson U.B., Lundquist T., Claesson S.* Evidence of crustal contamination of mafic rocks associated with rapakivi rocks: an example from the Nordingra complex, Central Sweden // Geol. Mag. -2001. –V.138. –N4. –P.371-386. 16. *Neymark L.F., Ammelin J.V., Larin A.M.* Pb-Nd-Sm isotopic and geochemical constraints on the origin of the 1.54 Ga Salmi rapakivi-anorthosite batholith (Karelia, Russia) // Mineralogy and Petrology, 1994. –V.50. –P.173-194. 17. *Persson A.I.* Absolute (U-Pb) and relative age determinations of intrusive rocks in the Ragunda rapakivi complex, central Swedem // Precambrian Research, 1999. –V.95. –N.1-2. –P.109-127. 18. *Ramo*

O.T. Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites and related basic rocks of southeastern Fennoscandia: Nd and Pb isotopic and general geochemical constraints // Geol. Surv. of Finland Bull. -1991. –V.355. –161 p. 19. Ramo O.T., Huhma H., Kirs J. Radiogenic isotopes of the Estonian and Latvian rapakivi granite suites: new data from the concealed Precambrian of the East European Craton // Precambrian Res.-1996.-Vol.79.-P.209-226. 20. *Ramo O.T., Haapala I.* One hundred years of Rapakivi Granite // Mineralogy and Petrology, 1994. –V.52. –P.129-185. 21. *Selonen O., Ehlers C., Luodes H., Lerssi J.* The Vehmaa rapakivi batholith – an assemlage of successiv intrusions indicating a piston-type collapsing center // Bul. Geol. Soc. of Finland. -2005. –Vol.77. –P.65-70. 22. *Vaasjoki M., Ramo O.T., Sacco M.* New U-Pb ages from the Wiborg rapakivi aria: constrains on the temporal evolution of the rapakivi granite-anorthosite-diabase dyke association of southeastern Finland // Precamb.Res.-1991.-Vol.51.-P.227-243. 23. *Wiszniewska J., Claesson S., Stein H., Vander Auvera J., Duchesne J.C.* The north-eastern Polish anorthosite massifs: petrological, geochemical and isotopic evidence for a crustal derivation // Terra Nova. -2002. -V.14. -451-460.

Надійшла до редколегії 27.02.08.

631.48.001(091)

Д. Злобенко, директор філії Держкомітету України по земельних ресурсах

ФАКТОРИ ҐРУНТОУТВОРЕННЯ. ЕВОЛЮЦІЯ НАУКОВОЇ ДУМКИ

Розглядається вплив факторів ґрунтоутворення на ґрунтоутворювальний процес в контексті дослідження цього питання В.В.Докучаєвим і наступними поколіннями ґрунтознавців.

The pedogenic factors are considered in context of research of V.V. Dokuchaev and soil scientists of latter generations.

Дослідження еволюції наукових ідей про ґрунтоутворення формує й доповнює загальну національну історію науки і техніки України взагалі та геологічну, географічну та аграрну зокрема і сприяє процесу духовного відродження народу. Досвід минулого у всій своїй багатогранності сприяє критичному усвідомленню сучасного стану та прогнозування майбутнього науки про ґрунтоутворення – невід'ємної частини ґрунтознавства. Звернення до високих прикладів служіння справі науки кращих її представників є зразком у вихованні нинішнього й майбутніх поколінь вітчизняних науковців.

Метою даної роботи є дослідження еволюції наукової думки про фактори ґрунтоутворення та можливості її застосування до реалій сьогодення.

Засновник наукового ґрунтознавства В. В. Докучаєв, визначаючи ґрунт і виражаючи процес його формування, писав: «Я запропонував би розуміти під ґрунтом винятково тільки ті поверхневі або близькі до них горизонти порід (однаково яких), які були більш-менш природно змінені взаємним впливом води, повітря й різного роду організмів – живих і мертвих, що й позначається в структурі й кольорі таких утворень. Де цієї умови немає, там немає й природних ґрунтів, а є або штучна суміш, або гірська порода» [1, 2].

У цьому визначенні міститься також уявлення про фактори ґрунтоутворення або ґрунтоутворювачів, до числа яких В.В. Докучаєв відносив:

- первинну материнську гірську породу;
- рельєф;
- клімат;
- живі організми (рослинні й тварини);
- час.

Ґрунт же він розглядає як результат спільної діяльності ґрунтоутворювачів.

Вчення В. В. Докучаєва про фактори ґрунтоутворення як причини виникнення ґрунту одержало більш конкретне вираження у висунутому ним принципі рівноцінності ґрунтоутворювачів. Визначаючи ґрунт як функцію від спільної діяльності природних факторів ґрунтоутворювачів, В.В. Докучаєв розглядав спільність їх дії як необхідність (обов'язковість), яка, насамперед, визначає існування й розвиток ґрунту як природного тіла. Оскільки фактори за характером своєї дії або відносної ролі в ґрунтоутворенні істотно різняться, то жоден з них не може бути замінений іншим.

Однак, з погляду В.В. Докучаєва, положення про рівноцінність факторів ґрунтоутворення містить у собі, крім викладеного, і трохи інший зміст. В.В. Докучаєв писав, що зростання сили впливу кожного з факторів може не привести до зміни ґрунту за умови посилення впливу будь-якого іншого фактору [2].

Але якщо посилення дії одного з факторів може компенсуватися дією інших (у результаті чого ґрунт залишиться незмінним), то звідси випливає, що жодному з факторів не можна віддати перевагу з погляду сили його впливу на ґрунтоутворювальний процес. Не можна висунути той або інший фактор як провідний (визначальний) і в тому випадку, якщо всі вони виявляться незмінними, за винятком одного. Фактор, що змінюється, буде тут причиною зміни ґрунту, однак це не може слугувати підставою для виділення його як провідного. Результати діяльності даного фактору, говорячи словами Докучаєва, виявляться тут просто більш рельєфно. Адже якщо комплекс незмінних факторів буде іншим, то й результати діяльності фактору, узятого нами в змінній якості, також виявляться іншими.

Таким чином, за В.В. Докучаєвим, фактори ґрунтоутворення є рівними не тільки в значенні рівної необхідності їхньої дії (за відсутності хоча б одного з ґрунтоутворювачів ґрунт не міг утворитися), але в тому розумінні, що вони рівною мірою визначають комплекс істотних властивостей і ознак ґрунту, що утворюється [3].

Визначення ґрунту, висунуте В.В. Докучаєвим, мало виняткове значення для подальшого розвитку ґрунтознавства. У ньому вперше було логічно розмежовано поняття «ґрунт» і «гірська порода» і вперше було обґрунтовано уявлення про ґрунт як самостійне тіло природи.

В.В. Докучаєвим визначено, що ґрунт є особливе, якісно самостійне тіло природи, відмінне від інших природних тіл і процесів, якісну визначеність ґрунту він вбачає в особливому способі його утворення. Наприклад, якщо дія того або іншого з ґрунтоутворювачів береться поза зв'язком з іншими, то результати цієї дії вже ніяк не можуть бути віднесені до специфічно ґрунтових процесів. Лише у взаємодії з іншими ґрунтоутворювачами і як результат, продукт цієї взаємодії, утворяться всі ті властивості, які можуть розглядатися як специфічно ґрунтові [4].

Однак цей принцип містить у собі моменти своєї внутрішньої недостатності, якою визначається перехід від докучаєвського визначення сутності ґрунтоутворення як результату взаємодії ґрунтоутворювачів до наступних визначень.

Недостатність категорії взаємодії В.В. Докучаєв пояснює тим, що всі фактори беруть участь в утворенні ґрунту як природного тіла, якісна визначеність ґрунту створюється спільною дією всіх ґрунтоутворювачів: якщо немає дії того або іншого з ґрунтоутворювачів, то немає й ґрунту як особливого тіла природи. Якщо, наприклад, певний фактор ґрунтоутворення своєю дією визначає зміну інших, то сама його дія, у свою чергу, визначається не тільки ним самим, але й тими факторами, на які спрямовано його вплив. Тому кожний з факторів, визначаючи зміну інших, у свою чергу, визначається ними. Якщо задовольнитися тільки наведеним положенням, тобто зупинитися на точці зору однієї взаємодії, то в такому випадку не можна пояснити дію сторін, що перебувають у взаємодії. Для того щоб пояснити дію цих сторін, необхідно з усієї сукупності факторів взаємодії виділити те основне, вирішальне, чим визначається дана взаємодія. Необхідність виділення цієї визначальної основи взаємодії й обумовлює подальший перегляд докучаєвського визначення сутності ґрунтоутворення і перехід до інших його визначень.

Щоб зрозуміти взаємодію, на думку Г.В. Плеханова, необхідно «з'ясувати собі властивості взаємодіючих сил, а ці властивості не можуть знайти собі останнє пояснення у факті взаємодії як би не змінювалися вони завдяки йому», тому «...треба піднятися над точкою зору взаємодії, треба відкрити, якщо це можливо, цей фактор, що визначає сторони взаємодії» [5].

Після того як у ґрунтознавстві утвердилося докучаєвське положення про ґрунт, питання про визначальну основу ґрунтоутворення почали розглядати як одне з найважливіших питань ґрунтознавства. Спочатку цю основу шукали в одному з окремо взятих факторів, і тому завдання виявлення визначальної основи ґрунтоутворення було зведено до з'ясування, який з факторів є провідним. З даного питання, наприклад, Н.П. Ремезів писав: «Із часу встановлення В.В.Докучаєвим відомих п'яти факторів ґрунтоутворення всі ґрунтознавці визнавали, що жоден з них не може бути рівним нулю. Отже, ніхто не заперечував ні ролі клімату, ні ролі рослинності, ні інших факторів. Суть розбіжності була у визначенні провідного фактору» [6]. Таким чином, історично положення про провідний фактор виступає як наступний щабель у розвитку основ докучаєвського ґрунтознавства.

Однак сам процес виділення провідного фактору пов'язаний з цілою низкою труднощів, в основному викликаних тим, що визначальну основу взаємодії ґрунтоутворювачів шукали в тому або іншому факторі. Така постановка питання неминуче приводила до протиріччя. Певний фактор можна розглядати як провідний лише тоді, коли ним визначається дія інших ґрунтоутворювачів. Але з погляду висунутого В. В. Докучаєвим принципу рівності ґрунтоутворювачів жоден з факторів не можна виділити як провідний.

З геологічної точки зору можна розглянути фактор ґрунтоутворення - первинну материнську гірську породу, як один з провідних. Ґрунтоутворююча або материнська порода є матеріальною основою ґрунту і передає йому свій механічний, мінералогічний і хімічний склад, а також фізичні, хімічні, фізико-хімічні властивості, що в подальшому видозмінюються в різному ступені під впливом ґрунтоутворюючих процесів.

На думку А.А. Роде [7], результатом взаємодії факторів ґрунтоутворення є виникнення ряду елементарних процесів, що мають специфічно ґрунтову природу. Він називає їх ґрунтоутворювальними мікропроцесами й відзначає їхню циклічність. Прикладами цих мікропроцесів є наступні протилежно спрямовані процеси: нагрівання - охолодження ґрунту, його зволоження й висушування, реакції розкладання органічних речовин, окислювання й відновлення різних сполучень, реакції, що обумовлюють розпад вторинних мінералів і їх новоутворення і т.д.

Внаслідок зміни явищ одного напрямку й характеру на явища протилежного напрямку й характеру виникає тенденція до оборотності ґрунтоутворювальних мікропроцесів. Однак повної оборотності, тобто повного замикання циклу, повної компенсації одного напівциклу іншим, зі зворотним напрямком, як правило, не виникає. По закінченні циклу завжди зберігаються деякі залишкові зміни.

Залишкові зміни, що накопичуються в різних шарах ґрунту, якісно різні, наслідком чого є розчленовування ґрунтової товщі на ряд відмінних за своїми ознаками, але генетично зв'язаних горизонтів. Кожному з горизонтів властива особлива система ознак, і А.А. Роде виділяє окремі ґрунтоутворювальні макропроцеси, вказуючи на їх комплексну природу, що складається з багатьох мікропроцесів: нагромадження гумусу, утворення лісової підстилки, опідзолювання, лессиваж, іллювіювання гумусу, глини або полуторних окислів, оглеєння і т.д.

Таким чином, ґрунт – продукт складного процесу, що складається з безлічі різних взаємозалежних найпростіших мікропроцесів, які поєднуються в окремі ґрунтоутворювальні макропроцеси. А.А. Роде називає його загальним ґрунтоутворювальним макропроцесом, відзначаючи, що саме він мається на увазі, коли говорять про підзолистий, чорноземний, буроземний, солонцюватий процеси. Відзначається, що ґрунтоутворювальні мікропроцеси завжди з'являються в особливому сполученні, що веде до переваги одних мікропроцесів над іншими й тим самим до формування певних часток таких процесів [7].

Отже, ґрунтоутворювальні мікропроцеси утворюють основу ґрунтоутворення, оскільки вони визначають формування як окремих, так і загальних ґрунтоутворювальних макропроцесів. Але мікропроцеси виступають у ролі основи не тільки в цьому значенні, внесення цих процесів у схему ґрунтоутворення докорінним чином перебудовує докучаєвські уявлення про зв'язок факторів, тому що зв'язок цей виявляється опосередкованим й обумовленим ґрунтоутворювальними мікропроцесами.

Постає запитання, які зміни зазнає поняття сутності ґрунтоутворення із внесенням у схему процесу ґрунтоутворення поняття ґрунтоутворювальних мікропроцесів? За В.А. Докучаєвим, склад ґрунту, його властивості й процеси, що відбуваються у ньому, є наслідком взаємодії факторів. Результати, зумовлені взаємодією факторів, становлять, за В.В. Докучаєвим, те, що варто віднести до специфічно ґрунтових утворень. Однак ґрунтові мікропроцеси не виступають як відбиття взаємодії ґрунтоутворювачів і тих закономірностей, яким ця взаємодія підкоряється. Між взаємодією факторів і ґрунтових мікропроцесів існують, імовірно, якісь інші, складніші відносини. При цьому варто підкреслити, що взаємодія факторів – це сфера дії одних закономірностей, тоді як ґрунтоутворювальні мікропроцеси – це сфера дії вже інших закономірностей, взаємодії, що пояснюються не закономірностями, і не зводяться до них [4].

Як правило, для пояснення ґрунтових властивостей і процесів ґрунтознавці звертаються до факторів ґрунтоутворення, намагаючись у них знайти ту основу, що визначає ці властивості й процеси. Однак причинні зв'язки, проведені від факторів до ґрунтових процесів з метою їхнього вивчення, не розкривають сутності ґрунту, вираженої ґрунтоутворювальними мікропроцесами. Із цього випливає, що для розкриття цієї сутності недостатньо одного зве-

ртання до факторів, а необхідно безпосередньо дослідити самі ґрунти, тобто їхній склад, властивості та режими (сучасні мікропроцеси).

Теза про те, що сутність ґрунту розкривається лише безпосереднім вивченням його складу, властивостей і режимів, неминуче приводить дослідників до необхідності одержання відповіді на запитання, яке відношення зрозумілого в такий спосіб ґрунту до факторів його утворення. На думку А.А. Роде: «Обмін речовиною й енергією між ґрунтом, з одного боку, і іншими природними тілами (ґрунт, атмосфера й жива речовина) – з іншого, надходження радіаційної енергії, життєдіяльність живої фази ґрунту й вплив гравітаційного поля Землі – от найважливіші причини перетворення й пересування речовин і енергії в ґрунті, тобто всі вони є причиною виникнення різноманітних по своїй природі, своєму характеру й своєму змісту й сутності взаємозалежних ґрунтових процесів» [7]. Фактори ґрунтоутворення (ґрунт, атмосфера, жива речовина) наводяться А.А. Роде не у взаємозв'язку, а у зв'язку із ґрунтом. Кожний з факторів взаємодіє із ґрунтом і з ним обмінюється речовиною й енергією.

Зовсім по-іншому розглядає це питання В.В. Докучаєв: фактори діють не на ґрунт, а безпосередньо один на одного; ґрунт же виступає як результат їхньої взаємодії. Це положення – суть докучаєвської теорії походження ґрунтів. Ґрунт, за В.В. Докучаєвим, не що інше, як результат зміни факторів, викликаних їхньою взаємодією. Суть же думки, що розвивається А.А. Роде, у тому, що ґрунт не є тільки функція факторів ґрунтоутворення (їхньої взаємодії), що йому властиві риси, не пов'язані безпосередньо з факторами й обумовлені специфікою ґрунтоутворювального процесу.

Сутність ґрунту, виражена в ґрунтоутворювальних мікропроцесах, є тією основою, на якій розгортається опосередкований зв'язок факторів. І якщо В.В. Докучаєв основу ґрунтоутворення вбачає в безпосередній взаємодії факторів, В.Р. Вільямс – у діяльності біологічного фактору, Н.П. Ремезов, Н.Б. Благовидов і ін. – у безпосередньому, але вже суперечливому зв'язку біологічних і абіотичних процесів, то в А.А. Роде безпосередній взаємозв'язок факторів виявляється виключеним. У безпосередньому зв'язку один з одним перебувають не фактори, а ґрунт із факторами; зв'язок же факторів один з одним виступає як опосередкований ґрунтом зв'язок.

Результати проведеного автором аналізу наукової думки про безпосередні зв'язки між ґрунтом і факторами ґрунтоутворення показують, що між ґрунтом, з одного боку, і факторами ґрунтоутворення – з іншого, відбувається безперервний і багатосторонній обмін речовиною й енергією. До числа цих обмінних процесів можна віднести наступні:

1) перетворення (трансформація) мінералів гірської породи, з якої утворюється ґрунт;
2) накопичення в гірській породі органічних залишків;
3) взаємодія мінеральних та органічних речовин з утворенням складних органо-мінеральних сполук;
4) накопичення у верхній частині біофільних елементів, і, перш за все, елементів живлення;
5) багатосторонній обмін газами в системі атмосфера – ґрунт – рослина (корінь) – ґрунт;
6) такий же багатосторонній, у тій же системі, обмін вологою (рідкою і пароподібною);
7) переміщення продуктів ґрунтоутворення ґрунтовими водами в профіль ґрунту.
8) обмін коротко- і довгохвильовою радіацією в системі Сонце – ґрунт – атмосфера – космічний простір;
9) різнобічний обмін тепловою енергією в системі атмосфера – ґрунт – підґрунтя;
10) двосторонній обмін зольними речовинами й азотом у системі ґрунт – вища рослинність;
11) безобмінне однобічне надходження в ґрунт органічної речовини, синтезованого вищими рослинами, що несе в собі хімічну енергію, яка є трансформованою променистою енергією Сонця.

Перелічені обмінні процеси, по-перше, забезпечують умови існування самого ґрунту, по-друге, ними визначається характер ґрунтоутворювальних мікропроцесів, що протікають у ґрунті. Ґрунт – відкрита система, але це відкрита система особливого роду, для якої обмінні процеси є вирішальними у формуванні її внутрішніх характеристик. Тому до істотних характеристик ґрунту слід включити й зв'язок ґрунту з факторами ґрунтоутворення поряд з ґрунтоутворювальними мікропроцесами. Із цієї сукупності істотних для ґрунту характеристик внутрішньоґрунтові процеси (ґрунтоутворювальні мікропроцеси) виділяються як основа ґрунтоутворення, оскільки саме вони служать базою обмінних процесів.

«Причинами розходжень між ґрунтами, що утворюються, - пише А.А. Роде, – можуть бути, по-перше, розходження в складі материнських гірських порід і в складі рослинності (два головних першоджерела речовин, з яких утворюється ґрунт), по-друге, зазначена різниця обумовлюється тим, що залежно від інших факторів ґрунтоутворення – рельєфу й головним чином клімату – мікропроцеси, що беруть участь у формуванні ґрунтового профілю й окремих його елементів, протікають із різною швидкістю й з різною тривалістю, причому й швидкість, і тривалість їх можуть змінюватися в ході розвитку ґрунту. Третя причина розходжень – вік ґрунту» [7].

Історичним аналізом наукових ідей стосовно ґрунтоутворення установлено, що у В.В. Докучаєва відсутня опосередкована роль ґрунту щодо факторів: фактори в нього безпосередньо взаємодіють один з одним, а не із ґрунтом. Тому він розглядає властивості ґрунту як результат взаємодії факторів, як щось, що виражає цю взаємодію. А.А. Роде пропонує вбачати сутність ґрунту в самому ґрунті, у специфіці процесів, що відбуваються в ньому (мікропроцесів), а не у взаємодії факторів.

Як показано вище, розгляд ґрунтоутворювальних мікропроцесів з позицій взаємодії факторів ні до чого не приводить, оскільки мікропроцеси виявляються такими, що не виводяться із взаємодії ґрунтоутворювачів. Однак, якщо ґрунтоутворювальні мікропроцеси виявляються невиведеними із взаємодії факторів, то їх і не можна розглядати як безпосередній результат цієї взаємодії: будь-який результат взаємодії можна пояснити самою взаємодією, у той час як ґрунтоутворювальні мікропроцеси взаємодією не пояснюються. Як взаємодія, так і безпосередній його результати виявляються в ґрунті „знятими" в тому розумінні, що, говорячи про взаємодію факторів і її безпосередні результати, ми не можемо вийти за межі, охоплювані закономірностями геології, фізики, хімії, біогеохімії й т.д., у той час як у ґрунті, як ми бачимо, відбуваються процеси, специфіка яких одними цими закономірностями не пояснюється. Очевидно, тут має місце більш складна форма руху матерії, сутність якої не виражається закономірностями, зумовленими тільки взаємодією факторів.

Ґрунт – особливе утворення, що не зводиться за своєю сутністю до взаємодії факторів, і відношення його до факторів повинне представлятися інакше. Фактори безпосередньо взаємодіють із ґрунтом, а не один з одним; зв'я-

зок же їх один з одним розглядається як опосередкований ґрунтом зв'язок. Отже, ґрунт є основою суперечливого зв'язку факторів, тією єдністю, якою цей зв'язок опосередковується.

Описуючи цей опосередкований зв'язок, стає питання , що з одного боку, ґрунт безпосередньо взаємодіє з факторами й змінюється під їхнім впливом, цілком визначаючись цими факторами, з іншого боку – він знімає дію цих факторів у своїй специфіці, являючи собою щось невиведене з їхньої дії й не зводиться до них.

Таким чином, в сукупності факторів провідного фактору немає, всі фактори діють рівномірно. Але щоб утвердити принцип рівності й виключити необхідність висування провідного фактору, слід сам принцип рівності докорінно переосмислити шляхом виявлення в ґрунтовому процесі таких процесів, які, виконуючи роль основи, не можуть бути зведені ні до окремих факторів, ні до їхньої взаємодії. У ролі цієї основи й виступають ґрунтоутворювальні мікропроцеси. З виявленням їх у ґрунтоутворювальному процесі однакова участь факторів у ґрунтоутворенні не виключається. Фактори продовжують діяти як рівноцінні, але однаково діючими не один на одного, а на ґрунт. Цей момент досить істотний, оскільки немає вже безпосередності взаємодії факторів, що вимагає виділення одного з них як провідного. Роль основи виконують ґрунтоутворювальні мікропроцеси, які, опосередковуючи зв'язок факторів, визначають їхню дію [4].

Таким чином, для розуміння історії ґрунтознавства велике значення має положення про те, що ґрунтоутворювальний процес є частина кругообігу мінеральних і біологічних речовин та енергії, що відбувається між верхніми шарами літосфери, приземним шаром атмосфери, ґрунтовими водами й живими організмами, саме та його частина, що являє собою сукупність явищ перетворення й переміщення речовин і енергії.

Напрямок ґрунтоутворювального процесу, а отже, і характер ґрунту, що утворюється, визначається факторами ґрунтоутворення. До п'яти факторів, виявлених В.В. Докучаєвим: материнська гірська порода, рельєф, клімат, живі організми й час, пізніше як доповнення до них, дослідники вказали на необхідність врахування господарської діяльності людини. Цей перелік доповнюється ще двома факторами: земне тяжіння, ґрунтові, підґрунтові й поверхневі води.

1. *Докучаев В.В.* Разбор главнейших почвенных классификаций // Избр. соч. – М.: Сельхозгиз. – 1949. – Т. 3. – С. 161-239. 2. *Докучаев В.* Место и роль современного почвоведения в науке и жизни. – Варшава: Губернская типография, 1898. – 11 с. 3. *Докучаев В.В.* Ответ на возражения А. И. Воейкова по поводу доклада о законности известного географического распределения наземно-растительных почв на территории Европейской России // Соч. – М.: Сельхозгиз, 1950. – Т. 2. 4. *Симогулян Р.Г.* Докучаевское учение о факторах почвообразования и его развитие в современном почвоведении // История и методология естественных наук. Вып. XXIV. Почвоведение. М., Изд-во Моск. ун-та. –1980. – С. 45-54. 5. *Плеханов Г. В.* К вопросу о развитии монистического взгляда на историю // Избр. философские произведения. – М., 1956. – Т. 1. 6. *Ремезов Н. П.* Еще о роли леса в почвообразовании // Почвоведение. – 1956 – № 4. – С. 70-79. 7. *Роде А.А.* Система методов исследования в почвоведении. – Новосибирск, 1971.

Надійшла до редколегії 10.03.08.

ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ГЕОЛОГІЯ ТА ЕКОЛОГІЯ

УДК 624.131.4

М. Костюченко, канд. геол.-мін. наук

ПРОБЛЕМИ ТЕХНОГЕННИХ ЗМІН ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА ТЕРИТОРІЇ МІСТА КИЄВА

Висвітлені проблеми техногенних змін геологічного середовища території міста Києва. Дано характеристику основних факторів розвитку несприятливих інженерно-геологічних процесів. Проаналізовані результати вивчення змін інженерно-геологічних умов на ділянках історичних пам'яток і новобудов. Запропоновані заходи для збереження рівноваги геологічного середовища.

The problems of technogenic changes of geological environment of the territory of Kyiv are represented.Thedescription of basic factors of development of unfavorable engineering-geological processes is given. The results of studying of changes of engineering-geological conditions on the areas of historical sights and new buildings are analyzed. The measures for the maintainance of equilibrium of geological environment are proposed.

Постановка проблеми та аналіз останніх досліджень. Місто Київ, як історичний центр слов'янської культури, виникло більше, ніж 1500 років тому на берегах Дніпра, а зараз є осередком великої міської агломерації в межах Східно-Європейської платформи, політичним, культурним і економічним центром великої держави.

Забудова території впродовж століть відбувалася нерівномірно, поступово змінювався ландшафт, збільшувалася площа міста, яка зараз сягає понад 835 км^2. Це призвело до цілковитої зміни природних умов, до техногенних перетворень різних за механізмом, тривалістю й інтенсивністю. Загалом штучні елементи Києва як сучасного мегаполісу з добре розвинутими всіма функціональними зонами, мають домінуюче місце в ландшафті міста.

Територія міста характеризується високим ступенем урбанізації, при цьому геологічне середовище забудованої території не залишається стабільним: змінюються її межі, ведуться реконструкції, перепланування, досить часто – ущільнення будівель, змінюються види й типи навантажень, збільшується масштаб техногенних порушень і забруднень.

Викладення основного матеріалу. Інженерно-геологічні умови території Києва досить складні: в геоструктурному плані місто розташоване в перехідній зоні від Українського щита до Дніпровсько-Донецької западини, кристалічні породи залягають на глибині 350-380м. Київський розлом, що впливав на процеси осадконакопичення від тріасу до палеогену, проходить по північно-східному краю долини Дніпра. Центральна частина міста розташована в межах Печерського горсту – найбільш активній зараз тектонічній структурі, що зазнає підняття зі швидкістю 2 мм/рік. У геоморфологічному плані на території міста моренно-зандрова рівнина межує із лесовим плато, мають місце зсуви, руслова та струмениста ерозія, осідання, просідання, суфозія, підтоплення та інші несприятливі явища й процеси.

На території міста Києва існує більше 100 зсувних ділянок, розташованих уздовж схилу долини річки Дніпро, схилів долин її притоків, в бортах і відкосах ярів і балок. Найбільш небезпечними є ділянки у Печерському, Подільському, Голосіївському і Шевченківському районах. І хоча швидкість зсувів вимірюється міліметрами в рік, з часом

вони можуть привести до істотних змін. Наприклад, за 8 років на північно-східному схилі Подільського спуску абсолютна величина горизонтальних зсувів досягла 6,3 метра, вертикальних - 5,3 м.

Глибина врізу ярів, яких на території міста більше 40, нерідко перевищує 50 м, довжина досягає 3 км при ширині 1-2 км. Одні яри вже перетворилися на балки, деякі знаходяться на стадії активного розвитку, але більшість ярів Києва, по тальвегах яких текли колись струмки, тепер або засипані або сплановані. Над підземними струмками на окремих ділянках побудовані житлові будинки, розташовані вулиці, сади або сквери. Заболочені заплави багатьох яружних струмків осушені, як, наприклад, Козине болото, що знаходилося ще в середині XIX століття в Хрещатицькій балці на місці сучасного Майдану Незалежності.

Приділяючи основну увагу інженерно-геологічним аспектам при вивченні території міста Києва, можна зазначити, що зміни геологічного середовища викликані такими факторами: порушення рослинного покрову, режимів поверхневого та підземного стоків; прояви статичних та динамічних навантажень, освоєння підземного простору, інтенсивний відбір підземних вод; підтоплення території через зміну режиму Дніпра після будівництва водосховищ, а також через втрати побутових і промислових вод із мереж водопостачання, теплотрас та каналізації, тощо.

Особливу увагу необхідно приділяти впливу на міцність ґрунтового масиву порожнин в підземному геологічному просторі і підземних споруд, утворених в різні періоди існування міста, а саме печер, галерейних ходів, дренажних виробок, тунелів метрополітену, інженерних мереж водогону, каналізації, теплотрас, підземних ліній електромереж, ліній зв'язку, тощо.

Гірничі виробки, зокрема, колекторні галереї глибоких дренажів, споруджені для перехвату підземних вод на схилах, значно змінюють природний напружений стан ґрунтових масивів, приводять до виникнення гірничого тиску. У результаті перерозподілу напружень і зменшення міцності порід навколо гірничої виробки виникає зона розвантаження, де відбуваються різноманітні форми деформацій: зрушення, переміщення, руйнування, тощо. Навколо штолень в пухких породах з часом формуються зони, де відбувається зменшення щільності і структурного зчеплення, зміна консистенції глинистих порід з твердої до текучої, що також негативно впливає на міцність ґрунтового масиву. Стан протизсувних дренажів галерейного і штольневого типу, споруджених у присхилових масивах Києва значно погіршився, про що свідчить наявність провалів та зміщень ґрунтів по схилах.

Під впливом вивітрювання ґрунтів, руйнування кріплення, замочування атмосферними та техногенними водами руйнуються Ближні і Дальні печери в Лаврі, а також Звіринецькі печери. Разом із зруйнованим цегляним мурованням стін печер зрушуються ґрунти, в яких вони прокладені, викликаючи провали і осідання поверхні. Підземні ходи, пустоти, галереї, крипти, що знаходяться недалеко від будівель та безпосередньо під фундаментами на глибині 3-3,5 м, створюють додаткове напруження, не характерне для монолітного масиву.

Будівництво та експлуатація водонепроникних тунелів метрополітенів також негативно впливає на стан ґрунтових масивів в результаті змін напруженого стану, рівнів ґрунтових вод, додаткових динамічних навантажень при роботі прохідницьких механізмів і русі транспортних засобів. Спорудження неглибокої лінії метрополітену на Подолі призвело до підняття рівня ґрунтових вод. Внаслідок баражного ефекту відбулось підтоплення підвалів багатьох будинків вздовж траси зі сторони напірної частини міста. Підтоплення стало причиною часткового руйнування церкви Миколи Притиска, значних деформацій Покровської церкви, низки будинків по вулиці Сагайдачного. Внаслідок вібрущільнення дрібнозернистих пилуватих пісків відбувається нерівномірне осідання тунелів метрополітену.

Аналіз результатів вивчення інженерно-геологічних умов різних об'єктів (як історичних пам'яток, так і новобудов), а також проектної документації дозволяє зробити такі висновки:

по-перше, значно змінилося геологічного середовища території міста Києва;

по-друге, майже не використовується світовий досвід покращання властивостей ґрунтів ґрунтобетонними та залізобетонними елементами, використанням геотекстилю, застосуванням буро-змішувальних технологій, тощо;

по-третє, на ділянках щільної міської забудови відчутний негативний вплив прибудов, нових будівель на ті, які були зведені раніше. За деякими оцінками, у Києві жодного висотного будинку на таких ділянках не зведено без пошкодження існуючих;

по-четверте, викликає занепокоєння стан історико-архітектурних пам'яток і ставлення до них;

по-п'яте, мабуть варто запозичити світовий досвід, який полягає в тому, що адміністрацією мегаполісу приймається програма дій по ліквідації наслідків техногенного впливу, зупинці будівельного буму, розробляються перспективні плани покращання геологічної ситуації.

Так, наприклад, однією з причин деформацій ґрунтової основи Софіївського собору є додаткове зволоження лесової товщі, викликане підйомом рівня ґрунтових вод після реконструкції будинків по вулиці Володимирській і спорудження автопаркінгу та фітнесцентру. Активізація зсувів та ерозійних процесів, що призвела до деформацій корпусів Києво-Печерської Лаври, відбувається головним чином внаслідок неврегульованого стоку поверхневих вод, втрат з водонесучих комунікацій, надмірного зрошення в місцевих садах. Причинами деформацій ґрунтової основи Андріївської церкви, складеної насипними ґрунтами, лесовидними супісками і суглинками, моренними суглинками, прісноводними суглинками, бурими і строкатими глинами, є її замочування атмосферними та техногенними водами, погіршення показників фізико-механічних властивостей ґрунтів і напруженого стану. Таке техногенне підтоплення зверху може привести до значних подальших деформацій будівлі.

У випадках ущільненого будівництва необхідно враховувати, що ширина активної (стислої) зони ґрунтової основи будівлі, як правило, у три-чотири рази більша, ніж ширина самої будівлі. Зведення додаткових поверхів призводять до збільшення стислої зони, рівновага в якій зберігається до певної величини напружень. Тому спорудження нових будівель у безпосередній близькості від існуючих призводить до погіршення стану ґрунтових основ обох будівель і розвитку додаткових деформацій. Наочною ілюстрацією цього теоретичного положення є значна деформація житлового будинку по вулиці Жилянській, яка сталася після закладання фундаментів новобудови.

Щоб зберегти будинки - пам'ятки архітектури XIX століття по вулиці Пушкінській, де запланована новобудова на місці дитячого садка, необхідно провести певні дослідження і заходи. По-перше, вивчити стан ґрунтових основ будинків. Оскільки будинки зводилися в кращих інженерно-геологічних умовах, ніж сьогоднішні, стан ґрунтових основ може бути незадовільним. Логічним другим етапом буде підсилення фундаментів існуючих будинків з урахуван-

ням величини додаткових навантажень від новобудови. Третій етап - провести реконструкцію архітектурних пам'яток. Тільки після цього можна повернутися до питання зведення нових будинків.

На території Києва виконується значний об'єм інженерної підготовки та інженерного захисту, але, як показують результати спостережень, необхідно провести переоцінку їх ефективності та визначити доцільність подальшої експлуатації.

Спрямованість змін геологічного середовища міської території має неоднозначний характер. Сприятливі зміни виражаються в ліквідації або зниженні інтенсивності природних геологічних процесів і явищ, які негативно позначаються на стані будівель і загальній екологічній обстановці міста, а несприятливі - у прояві техногенних інженерно-геологічних процесів, що вимагають проведення спеціальних інженерних заходів на окремих ділянках.

Щоб вивчити особливості розвитку інженерно-геологічних процесів на ділянках, де створюються загрози для стійкості об'єктів, необхідно терміново налагоджувати систему спостережень. Це дозволить фіксувати характер змін у просторі й часі, викликаних природними і техногенними факторами і приймати завчасні заходи.

Висновки. Систематизувавши дані про зміни стану геологічного середовища, виявивши тенденції і закономірності розвитку інженерно-геологічних процесів можна буде обґрунтувати критерії вибору оптимальних захисних заходів існуючих будівель, значна кількість яких потребує реконструкції, та ступінь інженерної підготовки територій новобудов.

Таким чином, проблеми, пов'язані з реконструкцією будівель і споруд в Україні, протягом останнього десятиріччя, набувають значної актуальності. Змінюється співвідношення об'ємів капітального будівництва та робіт із реконструкції, причому йдеться не тільки про ремонт та реставрацію надземної частини будівлі, а головним чином про забезпечення її експлуатаційної надійності.

Наукові дослідження в цьому напрямку майже не ведуться, хоча досвід реконструкції будинків підтверджує, що в багатьох випадках інженерно-геологічні вишукування є незадовільними, що в свою чергу ставить під сумнів висновки щодо варіантів посилення існуючих фундаментів.

При розробці нормативної документації доцільно використовувати світовий досвід, зокрема Єврокоди, створені для використання набутків досвіду провідних європейських країн у підготовці норм і правил будівельного проектування. Єврокоди є офіційною версією норм Великобританії, Франції та Німеччини, знаходять відображення в національних нормах 27 країн Євросоюзу. Широким колам українських інженерів-геологів слід прискорити ознайомлення з основними положеннями й вимогами Єврокодів.

Геологічне середовище зазнаватиме значних техногенних змін при подальшому розвитку міста. Тому, для відновлення рівноваги необхідно проводити ґрунтовні дослідження, створювати ефективні системи спостережень і вчасно застосовувати захисні заходи та вдосконалювати нормативну документацію. Від вирішення цих проблем залежить безпека проживання, охорона та збереження об'єктів культурної та природної спадщини.

1. *Дашко Р.Э.* Механика грунтов в инженерно-геологической практике. – М., 1977. 2. *Демчишин М.Г.* Техногенні впливи на геологічне середовище території України.- К.: видання НАН Інститут геологічних наук, 2004.-157с., 3. *Іванов И.П., Тржцинский Ю.Б.* Инженерная геодинамика, - Санкт-Петербург:, 2001. 4. *Костюченко М.М., Шабатин В.С.* Гідрогеологія та інженерна геологія.- К., 2005.

Надійшла до редколегії 23.02.08.

УДК 504.4.054:550.84:556.314

О. Шевченко, канд. техн. наук, В. Сизоненко, наук. співроб., О. Козицький, ст. наук. співроб.

ПРОБЛЕМИ ТА ПЕРСПЕКТИВИ ПРОГНОЗУВАННЯ СТАНУ ПИТНИХ ВОД ВОДОЗАБОРУ МІСТА КРИВИЙ РІГ

Обговорюється проблема можливого забруднення вод Криворізького водозабору, а також стану річок Жовта та Інгулець, що пов'язано з фільтраційними втратами та скидами з гідровідвалів уранової шахти «Нова» в м. Жовті Води. Для упередження забору забруднених вод запропоновано застосування програмного комплексу оперативного аналізу та прогнозування ймовірних змін якості води на водозаборі м. Кривий Ріг.

The problem of contamination of waters from Kryvyj Rig water supply points is discussed. The contamination is spreaded through hydro system of Zheltaya River and Ingulets River, due to the filtration losses and upcasts from sludge ponds of uranium mine "Nova" in the Zhovti Vody settlement. The necessity of application of the already developed programm complex of operative analysis and forecast of credible changes of quality of water on water supply point of Kryvyj Rig is demonstrated.

Стан питання та постановка проблеми. Промислові уранові зруденіння в Криворізькій рудній зоні розвинуті в місцях накладеного карбонат-натрієвого метасоматозу поряд з залізними рудами. Ураноносні рудні тіла мають пластоподібну та лінзоподібну форму, їх потужність 1-15 м (іноді до 50 м), протяжність – від десятків до перших сотень метрів, а поширення – до глибин понад 1500 м. Одним з найбільш відомих гірничорудних об'єктів м. Жовті Води є шахта «Нова», яка розробляє багате родовище залізної та уранової руд. Розвідані запаси залізної руди становлять близько 400 млн. тон. Тут розташоване й найбільше у світі родовище так званих комплексних руд. Місто відноситься до "депресивних", хоча, зважаючи на його значення для України, повинно було б процвітати. Воно унікальне тим, що лише тут в Україні здійснюється видобуток та переробка уранової сировини, а Жовторіченське родовище є одним з найбільших уранових родовищ на території країни. З огляду на те, що поставка ядерного палива з Росії може припинитись, м. Жовті Води та, зокрема, Східний гірничо-збагачувальний комбінат, мають стратегічне значення у створенні власного циклу виробництва палива для ядерної енергетики України.

Починаючи з червня 2003 року до лютого 2006 р. на шахті "Нова" відбувалось безконтрольне затоплення вироблених горизонтів. Постала реальна загроза радіохімічного забруднення р. Жовта у випадку повного затоплення шахти, що в свою чергу призводить до забруднення Карачунівського водосховища – основного джерела водопостачання цілого регіону. Особливе занепокоєння викликає розміщений на Карачунівському водосховищі водозабір м. Кривий Ріг. Водосховище розміщене на р. Інгулець в Дніпропетровській області, має площу водного дзеркала

4480 га, повний об'єм при НПР — 308,53 млн. м^3 [1]. Довжина водосховища 35 км, ширина коливається від 1,3 до 5,3 км; середня глибина 7,0 м, біля греблі — до 19,1 м. Довжина поширення підпору від греблі при НПГ по р. Інгулець — 35 км.

Стік верхньої течії р. Інгулець багато в чому формується за рахунок промислових стоків кар'єрного і шахтного водовідливів. Внаслідок цього мінералізація річкової води, а іноді й вод Карачунівського водосховища досягає 1,7 г/дм^3 і більше. Але головна проблема якісного стану води, що може призвести до відключення водозабору, полягає навіть не у збільшенні мінералізації, а в загрозі перебільшення ГДК за вмістом таких токсичних радіонуклідів як уран-238, 235 та радій-226, а також важких металів, що надходять з ґрунтовим стоком та скидаються з гідровідвалів шахти "Нова" й інших гірничорудних підприємств, які експлуатують Жовторіченське, Мічурінське і Ватутінське родовища уранової, залізної та комплексних руд.

Річка Жовта впадає в Інгулець в с. Іскрівка і є найбільшою його лівосторонньою притокою до Карачунівського водосховища. Довжина річки 61 км., площа водозбору 490 км^2, середнє падіння 1,6 м/км. Ширина долини становить 1,2 км, висота – 30 м. Середня ширина заплави 300 м, а русла 10 м [2]. Стаціонарні гідрологічні спостереження на річці не ведуться. З 2003 р., у зв'язку із загостренням ризику забруднення Криворізького водозабору, Дніпропетровським облводгоспом виконуються відбори проб в тимчасових створах. Середньорічні дані за 2005 рік засвідчили наявність негативного впливу шахти «Нова» на стан р. Жовта та р. Інгулець за рядом показників, серед яких виділяються сумарна β-активність, вміст марганцю, берилію, заліза та інших токсичних елементів. Шахта «Нова» негативно впливає на санітарний стан р. Жовта та р. Інгулець і за іншими показниками. У водах р. Жовта, на відрізку між створами 500 м вище уявного надходження підземних вод з шахти «Нова» та 500 м нижче від нього відбувався приріст вмісту основних катіонів влітку та восени: K^++Na^+– майже в 1,4 рази, Mg^{+2} – до 1,7 разів, Ca^{+2} – майже в два рази. Спостерігається також істотне збільшення вмісту аніонів SO_4^{-2} з 640-680 до 770-1312 мг/дм^3, помітне зростання вмісту Cl^- та NO_3^-; мінералізація підвищується з 1,8 до 2,7 г/дм^3. Погіршення якості вод р. Інгулець після впадіння р. Жовта за вмістом нітрат-іонів, фосфат-іонів обумовлено впливом зворотних вод ГКП «Енерговодоканал».

За результатами хімічних аналізів, виконаних в лабораторії Дніпропетровського облводгоспу, серед речовин, що є індикаторами наявності притоку забруднених підземних вод від шахти «Нова» до річки Жовта, помітно виділяється марганець: його вміст у р. Жовта на протязі 1 км між створами зростає на 1-2 порядки (лютий 2005 року). Найбільший вміст завислих речовин (12,3 мг/дм^3) відмічається в серпні.

З 10 лютого 2006 р., після осушення, шахта «Нова» відновила видобуток залізної руди. Проте, система технологічної очистки та скидання шахтних вод, перед видаленням їх на поверхню, як і раніше розрахована на доведення води до старих санітарних норм щодо вмісту урану – 1,8 мг/дм^3. Проте діючі на сьогодні в Україні норми для водних джерел 1-ї категорії господарсько-питного призначення, яким є р. Інгулець, стали значно жорсткішими (0,02 мг/дм^3). Після видалення на поверхню шахтні води проходять природне доочищення у відкритому хвостосховищі, розташованому у верхів'ях балки «Р», і тільки після цього надлишки води скидаються в річку Жовту. З неї шахтні води, насичені ураном, сульфідами, хлоридами та ін., потрапляють до р. Інгулець і далі – в Карачунівське водосховище. Нагадаємо, що уран сильно токсичний, має виражену канцерогенну дію, а в сполуках із сіркою його токсичність зростає.

Зрозуміло, що для прийняття завчасних управлінських рішень щодо експлуатації водозабору на Карачунівському водосховищі та поліпшення якісного стану вод необхідне прогнозування змін якості води в місці водозабору. Вчасне реагування на надзвичайні ситуації та зважений вибір упереджуючих заходів в значній мірі залежать від досконалості існуючого прогнозного апарату. Систематичні відбори проб і лабораторні аналізи, через значну трудомісткість і похибки вимірювань, далеко не завжди можуть забезпечити необхідну просторову і часову диференціацію показників забруднення для оцінки впливу токсичних викидів на якість води у пунктах, що не співпадають з точками спостережень. Виникає необхідність проведення моделювання, що іноді пов'язано з проблемою вибору достатньо коректної моделі. Остання повинна досить точно виконати задачу прогнозування розподілу забруднюючої речовини у водному середовищі, а також різних гіпотетичних ситуацій, які можуть виникнути. Але навіть найбільш досконала прогнозна модель не дасть більш-менш точного результату, якщо буде забезпечена вхідними даними, що не відповідають дійсності. Значна кількість нових цікавих моделей не знаходить застосування саме тому, що вони не адаптовані під існуючі різновідомчі бази даних, які наповнюються моніторинговими службами, або останні неспроможні задовольнити отримання достатньої кількості даних, потрібних для математичної моделі.

Для прогнозування розповсюдження забруднень у поверхневих водоймах використовують одновимірну модель, яку отримують інтегруванням рівнянь транспортування забруднення тривимірної моделі за двома координатами перпендикулярно напрямку потоку:

$$\frac{\partial(A\vec{C})}{\partial t} + \frac{\partial(Q\vec{C})}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x}\left(AD_L \frac{\partial \vec{C}}{\partial x}\right) + \mathrm{AR}(\vec{C}, \mathrm{P}) \quad , \tag{1}$$

де C – n-мірний вектор середніх за перерізом масових концентрацій для n змінних стану;
x – координата вздовж лінії течії; Q – витрати води; A – площа поперечного перерізу;
D_L - коефіцієнт повздовжньої дифузії; R – n-мірний вектор, що описує трансформацію середніх за перерізом змінних стану в результаті хімічних, біологічних і інших перетворень.

Такі моделі використовуються для опису перенесення забруднень в річкових руслах на відстанях істотно більших ширини русла (у створах достатнього перемішування). Відповідно до зменшення розмірності моделі зменшуються вимоги до даних, що описують початкові і граничні умови, до інформації про рельєф дна водоймища, спрощується програмна реалізація, зменшується потреба в машинному часі для проведення розрахунків.

При вирішенні задач прогнозування ризику забруднення питних водозаборів, які розміщуються нижче за течією від вірогідного джерела забруднення, часто використовують модель кінцевих об'ємів, тобто камерну модель повного перемішування (КМПП). Модель отримують шляхом інтегрування (1) по змінній *x* між двома перетинами.

$$\frac{d(V\vec{C}^*)}{dt} = Q_{inf}\vec{C}_{inf} - Q\vec{C}^* + VR^*(\vec{C}^*, P^*)\ , \tag{2}$$

де C^* - вектор існуючих концентрацій в камері (середніх у об'ємі камери); C_{inf} – вектор концентрацій забруднення, що надходить до камери; Q_{inf} – витрати води, що надходить до камери; Q – витрата води на виході з камери; V – об'єм камери; $R^*(C^*, P^*)$ – вектор трансформацій забруднення (для нестійких речовин) в результаті хімічних, біологічних і інших перетворень.

При побудові такої моделі робиться припущення, що вода, звислі намули і забруднення, які потрапляють в камеру (об'єм між двома перетинами), повністю миттєво і рівномірно перемішуються з водами камери. Простота її полягає в тому, що використовується простий математичний апарат (система звичайних диференціальних рівнянь), який вимагає мінімальної кількості початкових даних і мінімального комп'ютерного часу для проведення моделювання.

Проте необхідно підкреслити, що КМПП розраховує середні в об'ємі камери концентрації, які можуть значно відрізнятися від концентрацій в різних місцях камери і нехтує часом транспортування водних мас вздовж камери. Тому, для проведення моделювання розповсюдження радіонуклідів передбачається використання нової камерної моделі, розробленої автором (Сизоненко В.П.) – камерної моделі неповного перемішування із запізнілим аргументом [3].

Методи та склад теоретичних досліджень. Щоб врахувати вплив часу транспортування забруднення в даній моделі пропонується застосувати наступні припущення:

- передбачається, що кожна порція води, яка надходить в камеру разом із забрудненням, переміщується від входу до витоку з камери не розбавляючись і не трансформуючись. Це означає, що в рівнянні (1) $D_L = 0$ і $AR(\vec{C}, P) = 0$. Розв'язок такого рівняння має вигляд

$$\vec{C}(t,x) = \vec{C}_{inf}(t - \frac{A}{Q}x) = \vec{C}_{inf}(t - \frac{L}{u})\ , \tag{3}$$

де Q/A = u – середня швидкість течії; L – довжина лінії току в камері; L/u – час транспортування водних мас по камері;

- після закінчення транспортування, досягнувши витоку з камери, водні маси повністю миттєво і рівномірно перемішуються, але лише в деякій частині об'єму камери, трансформуються і взаємодіють із зваженими наносами і донними відкладеннями, як і в камерній моделі повного перемішування (рис.1).

З урахуванням (3) для об'єму перемішування V/n, розташованого біля витоку камери, можна записати:

$$\frac{d(V\vec{C}^*)}{ndt} = Q_{inf}\vec{C}_{inf}(t - \frac{L}{u}) - Q\vec{C}^* + V\vec{R}^*(\vec{C}^*, \vec{P}^*)\ , \tag{4}$$

де $\vec{C}^*$ - вектор концентрацій середніх не за об'ємом всієї камери, а лише за об'ємом її кінцевої частини V/n.

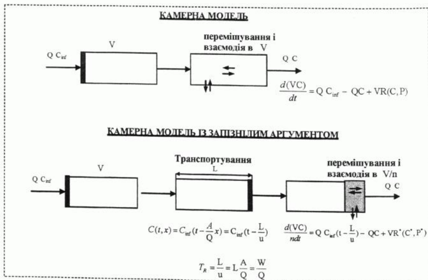


Рис. 1. Припущення камерної моделі повного перемішування і камерної моделі із запізнілим аргументом

Запізнілий аргумент (T_R= L/u), що дорівнює часу транспортування водних мас, дозволяє врахувати той факт, що концентрацію на витоку з камери визначають ті водні маси, які знаходилися на вході в момент часу (t - T_R).

За допомогою такої моделі може бути досягнуто значне підвищення точності прогнозування без підвищення вимог до кількості натурних вимірів та без значного ускладнення математичного апарату, завдяки урахуванню часу переносу забруднення і його неповного перемішування у об'ємі камери.

Система рівнянь для і-тої камери, до якої вода потрапляє лише з (і-1)-ї камери має вигляд:

$$\frac{dV_i}{dt} = Q_{i-1} - Q_i + R_i - Q_i^w$$

$$\frac{d(V_iC_i)}{n\ dt} = Q_i\left[C_{i-1}(t-T_R) - C_i\right] - a_{1,2}(K_sC_i - C_i^s) - a_{1,3}(K_dC_i - C_i^b) - \lambda V_iC_i - C_iQ_i^w$$

$$\frac{d(V_iS_iC_i^s)}{n\ dt} = Q_i\left[S_{i-1}(t-T_R)C_{i-1}^s(t-T_R) - S_iC_i^s\right] + a_{1,2}(K_sC_i - C_i^s) - \qquad (5)$$

$$- \lambda V_iS_iC_i^s + R_i^hC_i^h + C_i^bq_i^b - C_i^sq_i^s - Q_i^wC_i^sS_i$$

$$\frac{d(V_iS_i)}{n\ dt} = Q_i\left[S_{i-1}(t-T_R) - S_i\right] + q_i^b - q_i^s + R_i^h - S_iQ_i^w$$

$$\frac{d(M_i^bC_i^b)}{dt} = C_i^sq_i^s - C_i^bq_i^b - \lambda M_iC_i^b + a_{1,3}(K_dC_i - C_i^b)$$

де V_i - об'єм камери;

Q_{i-1}, Q_i, R_i, Q_i^w – витрати води з (і-1)-ї камери, і-тої камери, різниця атмосферних опадів та випаровування, незворотне водоспоживання, відповідно;

C_i, C_{i-1} – концентрації забруднення в розчині для і-тої та (і-1)-ї камери відповідно;

C_i^s, C_{i-1}^s – концентрації забруднення на завислих частинках для і-тої та (і-1)-ї камери відповідно;

C_i^h – концентрації забруднення на завислих намулах, які надходять до і-тої камери за рахунок ерозії берегів;

C_i^b – концентрація забруднення в шарі донних відкладів для і-тої камери;

S_{i-1}, S_i – концентрації завислих частинок для і-тої та (і-1)-ї камери відповідно;

R_i^h – надходження завислих намулів в і-ту камеру за рахунок ерозії берегів;

K_s, K_d – коефіцієнти рівноважного розподілу в системі вода-завислі намули і вода-дно відповідно;

M_i^b – маса донних відкладів, що бере участь у процесах обміну;

q_i^b, q_i^s – потоки ресуспензії і седиментації;

λ – стала розпаду забруднення, для радіонуклідів $\lambda = \ln 2 / T^*$, де T^* - час напіврозпаду;

n – частина об'єму камери, в якій відбувається перемішування водних мас в процесі перенесення від входу до витоку;

$a_{1,2}$, $a_{1,3}$ – коефіцієнти, що визначають швидкість обміну в системі вода-завислі намули і вода-дно відповідно.

$$a_{1,2} = \frac{V_iS_i}{1+K_sS_i}\left(\frac{\delta_{1,2}}{\tau_s} + \frac{\delta_{2,1}}{\tau_{ds}}\right) \qquad a_{1,3} = \frac{M_i^b}{1+K_d\frac{M_i^b}{V_i}}\left(\frac{\delta_{1,3}}{\tau_{sb}} + \frac{\delta_{3,1}}{\tau_{dsb}}\right), \qquad (6)$$

де τ_s, τ_{ds} – часові значення адсорбційних і десорбційних процесів відповідно для системи вода-завислі намули;

τ_{sb}, τ_{dsb} – ті ж параметри для системи вода-дно;

$\delta_{1,2}$, $\delta_{2,1}$, $\delta_{1,3}$, $\delta_{3,1}$ – параметри, що визначають напрям руху забруднення при порушенні рівноваги і можуть бути визначені як:

$$\delta_{1,2} = (1-\delta_{2,1}) = \begin{cases} 1, & K_sC_i > C_i^s \\ 0, & K_sC_i \le C_i^s \end{cases} \qquad \delta_{1,3} = (1-\delta_{3,1}) = \begin{cases} 1, & K_dC_i > C_i^b \\ 0, & K_dC_i \le C_i^b \end{cases} \qquad (7)$$

Модель передбачає опис поведінки забруднюючої речовини в проточних водоймищах в розчині, сорбованої на завислих частинках, в шарі донних відкладів і у вигляді завислих намулів з урахуванням обміну вода-дно і вода-завислі намули, чим забезпечується можливість моделювання широкого спектру забруднень.

Запропонована модель зберегла простоту звичайної камерної моделі (система звичайних диференційних рівнянь) і малий час комп'ютерної реалізації. Саме завдяки малому часу комп'ютерної реалізації отримано принципову можливість вирішення задач параметричної ідентифікації моделі за даними натурних вимірів.

Методи польових досліджень. Для отримання значень концентрацій забруднюючих речовин необхідно в короткий термін виконати відбір проб у створах, що відповідають прийнятим границям камер, вибраним переважно за гідрологічними критеріями. Якщо ж пункти привнесення забруднюючих речовин попередньо встановлені, границі виділяють також відповідно до їх розміщення. Таким чином, кількість камер для конкретного водного об'єкту залежить від кількості можливих пунктів надходження забруднень, кількості точок, що являють інтерес для оцінки якості води (місця водозабору, масового купання, водопої і т. ін.), та наявності бокових приток і гідротехнічних споруд.

Модель реалізовано у вигляді програмного комплексу, який передбачає можливість моделювання багатокамерних водних об'єктів із уповільненою (водосховища) і стрімкою течією. Поєднання таких умов спостерігається в гідросистемі річки Інгулець та її притоки р. Жовтої на ділянці від м. Жовті Води до водозабору на Карачунівському водосховищі.

Для забезпечення камерної моделі вхідною інформацією, в 2006 році було проміряно 18 поперечних профілів по

шляху транзиту шахтних вод від гідровідвалів шахти «Нова» до водозабору, а також визначено мінливість концентрацій забруднюючих речовин у воді та донних відкладах. На Карачунівському водосховищі всі визначення глибин виконано за допомогою ехолоту "Eagle". Прив'язки окремих точок глибин по створах, довжина яких сягала 1-3,5 км, виконувались через кожні 50-150 м (в залежності від характеру рельєфу дна), там де довжина створу складала менше 1 км – через кожні 20-40 м. Визначення інтервалів між точками промірів та прив'язка цих точок до системи географічних координат виконувались за допомогою системи глобального позиціонування GPS-72.

Більшість лабораторних досліджень виконано в Центральній науково-дослідній лабораторії Східного ГЗК (м. Жовті Води). Уран в пробах води визначався фотометрично (з арсеназо III в 4N соляній кислоті), після упарювання або осадження на гідроксиді. Вимірювання проводилось на фотоколориметрі КФК-2. Радій-226 у воді визначався еманаційним методом по α-активності радону і продуктів його розпаду в сцинтиляційній камері на радіометрі «Альфа-1». Визначення вмісту урану в пробах донних відкладів пов'язано з об'ємним методом титрування ванадатом амонію у фосфорнокислому середовищі урану (IV). Зовнішня повірка результатів радіометричних аналізів виконана в радіологічній лабораторії Інституту геологічних наук НАНУ.

Результати польових досліджень. В серпні 2006 року, зафіксовано дещо підвищений вміст в пробах води загального заліза (до 0,2 мг/дм^3), нітратів (58 - 137 мг/дм^3), радію-226 та урану-235+238 (табл.1). Найвищі концентрації радіонуклідів відмічались у водах лівобережної притоки р. Жовтої – струмка в балці «Р»: $^{235+238}U$ – 0,39 мг/дм^3 (похибка ± 5%); ^{226}Ra – 0,24 Бк/дм^3 (± 25%) (гранично допустима межа вмісту ^{226}Ra в питних водах, згідно діючих в Україні НРБ-97, складає 1 Бк/дм^3). При цьому вода була сульфатною кальцієво-магнієво-натрієвою, мала рН 7,8 та сухий залишок 2,82 г/дм^3. Витрати в струмку балки «Р» в звичайному режимі складали 0,02 – 0,025 м^3/с, а під час скидів збільшувались до 0,05-0,09 м^3/с (серпень-вересень). Тобто надходження шахтних та стічних вод збагачувального комплексу Схід ГЗК до р. Жовта відбувається безперервно.

***Таблиця 1*. Вихідні дані та значення коефіцієнту розподілу U і ^{226}Ra в системі вода – донні відклади за результатами польових робіт і лабораторних аналізів 2006 р.**

Створ	Вміст у донних відкладах U, мг/кг	*Вміст у поверхневих водах U, мг/дм^3	K_d U	Вміст у донних відкладах ^{226}Ra, Бк/кг	Вміст у поверхневих водах ^{226}Ra, Бк/дм^3	K_d ^{226}Ra
Струмок в балці «Р»	21	0,39	53,8	125,8	0,241	522,0
1 – р.Жовта	30	0,21	142,9	244,2	0,181	1349,2
3 – р.Жовта	30	0,09	333,3	299,7	0,104	2881,7
4 – р.Інгулець	20	0,19	105,3	203,5	0,163	1248,5
6 – р.Інгулець (в підпорі)	20	0,13	153,8	166,5	0,115	1447,8
8 – водосх.	10	0,03	333,3	125,8	0,070	1797,1
11 –водосх.	10	0,03	333,3	133,2	0,078	1707,7
15 –водосх.	10	0,04	250	111	0,096	1156,3
16 – вдсх. -водозабір	10	< 0,01	1000	136,9	0,044	3111,4
17 – водосх. (нижче водозабору)	20	0,01	2000	173,9	0,046	3780,4

Примітка: *Гранично допустима норма вмісту U для водних джерел 1-ї категорії господарсько-питного призначення складає на сьогодні в Україні 0,02 мг/дм^3

У водах Карачунівського водосховища поблизу міського водозабору (гідрометричний створ №16), відповідні концентрації склали: $^{235+238}U$ – <0,01 мг/дм^3, ^{226}Ra – 0,044 Бк/дм^3 (±40%) (див. табл. 1), при гідрокарбонатно-сульфатному магнієво-натрієвому складі (переважаючий іон на другому місці). Істотне збільшення вмісту іонів SO_4^{-2} із наближенням до осередків розміщення гідровідвалів та шахт свідчить про окислення сульфідів та можливість реакцій сірчанокислого вилуговування, під час яких у воді зростає вміст важких металів та радіоактивних елементів ряду урану. За таких умов проби донних відкладів здебільшого не виявляють надзвичайного вмісту радіонуклідів. Тому найбільші концентрації ізотопів урану та ^{226}Ra зафіксовано не у відкладах струмка балки «Р», а у донних наносах р. Жовтої, де, завдяки змішуванню з менш кислими водами виникає лужно-карбонатний бар'єр.

Одними з ключових параметрів, що забезпечують функціональність прогнозної моделі є коефіцієнти розподілу забруднюючої речовини в системі вода-донні відклади та вода-завислі наноси. За рахунок підвищеного вмісту радіонуклідів у воді, найменшими коефіцієнтами розподілу U і ^{226}Ra в системі вода – донні відклади характеризуються витоки з гідровідвалів в балці "Р": відповідно 53,8 та 522 дм^3/кг (див. табл.1).

На правобережжі р. Жовтої – нижче балки Щербакова, де акумулюються гідровідвали збагачувальних підприємств, але, на відміну від балки «Р», поверхневого скиду немає, спостерігається значне забруднення ґрунтових вод ураном (близько 5 мг/дм^3). Чітко виражена синхронність у змінах концентрації урану та радію по мірі віддалення від ставка-накопичувача в балці «Р» (рис.2) може свідчити про єдине джерело поширення цих забруднювачів.

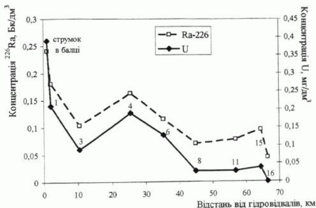


Рис. 2. Зміна концентрації ^{226}Ra та U у воді по мірі віддалення від ставка-накопичувача шахтних вод шахти «Нова» в серпні 2006 р. Цифрами на графіку позначені номери створів

Висновки. На сьогодні якість води Карачунівського водосховища в місці господарсько-питного водозабору м. Кривий Ріг перебуває під загрозою перевищення ГДК за рядом токсичних елементів першої та другої груп небезпеки. В створі, який знаходиться всього в 2 км вище за течією від водозабору, зафіксовано концентрацію U, що перевищувала ГДК у 2 рази (0,04 мг/дм^3). Вплив скидів шахтних вод з гідровідвалів ГЗК та уранової шахти «Нова» в м. Жовті Води проявляється у збільшенні концентрацій урану, радію-226, марганцю, загальної мінералізації та інших показників хімічного складу вод р.р. Жовта та Інгулець. Води р. Жовта характеризуються перевищенням ГДК урану для питної води у 10-12 разів.

Відсутність досконалої системи очищення шахтних вод та водопідготовки в місці водозабору вимагає постійного застосування засобів прогнозування наслідків регламентних та можливих аварійних скидів забруднених вод. Найбільш точний прогноз якості води в місці водозабору можна отримати, використовуючи запропоновану камерну модель неповного перемішування із запізнілим аргументом, коректність яких доведена високим відсотком збігу з фактичними даними при тестуванні в міжнародному проекті "EMRAS" та на водних об'єктах Чорнобильської зони відчуження. Дана модель може бути адаптована для врахування надходження забруднюючих речовин в річки з підземним бічним стоком. Для забезпечення моделі вхідними параметрами недостатньо даних, отриманих в мережі відомчого моніторингу Держводгоспу або Держкомгідромету України. Для гідросистем з підвищеним ризиком забруднення питних водозаборів слід створювати локальні автоматизовані мережі оперативного контролю поточного стану вод, які досить широко впроваджені в країнах Західної Європи.

1.*Гідроекосистема* Криворізького басейну – стан і напрямки поліпшення / Багрій І.Д., Гожик П.Ф., Самоткал Е.В. та ін. – К.: Фенікс, 2005. – 216 с. 2. *Вишневський В.І., Косовець О.О.* Гідрологічні характеристики річок України. К.: Ніка-Центр. 2003. – 323 с. 3. *Сизоненко В.П.* К вопросу об оценке влияния режима эксплуатации Киевской ГЭС на концентрацию стронция–90 на выходе из Киевского водохранилища // Проблеми загальної енергетики. Науковий збірник. №2, К.: Інститут загальної енергетики НАН України, 2000. – С.58-63.

Надійшла до редколегії 19.02.08.

УДК 551.2/.3:537.315:(551.508.94+551.14)

В. Бублясь, канд. геол.-мін. наук, В. Шестопалов, акад. НАНУ, М. Бублясь, асп.

ЕЛЕКТРОГЕОДИНАМІЧНІ ЯВИЩА В АТМОСФЕРІ І ЛІТОСФЕРІ ТА ЇХ ВПЛИВ НА МАСООБМІН

Розглянуто проблемні питання щодо принципів формування електричних явищ (напруженості електромагнітного поля, напруги і сили електричного струму), їх зміни в часі і просторі і вплив на масообмін між атмосферою і літосферою. Представлені експериментальні дані, які отримані в лабораторних і польових умовах. Результати цих робіт показують залежність руху рідкої фази покривних відкладів (в зразках непорушеної структури) від зміни певних електричних потенціалів, що формуються в атмосфері і літосфері.

The problem questions of the principle formation of electric phenomena (electromagnetic force, strain and strength of electric current), their variation in space and time, and influence on the mass exchange between the atmosphere and lithosphere are considered. The experimental data obtained in laboratory and field conditions are represented. The results of works show the dependence of the liquid phase movement in the covering deposits (in samples of undisturbed structure) on variations of definite electric potentials formed in the atmosphere and lithosphere.

Вступ. Вивчення електричних полів атмосфери і літосфери, що знаходяться в одному ряду із гравітаційними, тепловими, ядерними і магнітними полями, які управляють всіма процесами в геосфері, має велике наукове значення.

Якщо дослідження ролі гравітації, температури і ядерних енергій у природних процесах мають значне досягнення, то про значення електричних і електромагнітних енергій в житті Землі і окремих її сфер пізнано ще дуже мало.

Про це ясно свідчили доповіді Міжнародної наукової конференції («Енергетика Землі, її геолого-екологічні прояви, науково-практичне використання», Київ, 2005).

А тому, на нашу думку, однією із найбільш актуальних проблем наук про Землю є вивчення закономірностей електромагнітних потоків між атмосферою і літосферою і їх вплив на процеси, що відбуваються в цих сферах.

В останні роки ми спостерігаємо значну увагу дослідників різних галузей до вивчення електричних явищ в атмосфері де є певні успіхи, але природа електричних струмів у літосфері і їх вплив на геологічні процеси досліджені на значно нижчому рівні. Сьогодні необхідність подібного роду дослідження ставиться життям і вимогами найрізноманітніших галузей науки й практики. Питання балансу електричних струмів між атмосферою і літосферою було одним із основних в програмі дослідження під час міжнародного геофізичного року [1].

На сьогодні геофізичною наукою встановлено, що елементи приземної атмосферної електрики мають тісний зв'язок із процесами в земній корі. У роботі Е.А. Чернявського «Електрична буря» [2] повідомлялося про аномальні сплески атмосферного електричного поля (АЕП), яке у декілька разів перевищувало фоновий рівень за декілька годин перед землетрусом. Велика робота по контролю за атмосферними електричними полями в сейсмоактивних районах була проведена Бончковським В.Ф. [3] на Гармському прогностичному полігоні Інституту фізики Землі РАН. Цікаві дані про вплив природних геоелектричних і геомагнітних полів із ясно вираженою добовою циркуляцією на гідродинамічні і геохімічні процеси в геологічному середовищі представлені у монографії С.Ю. Баласаняна «Динамічна геоелектрика» [4].

Судячи із опублікованих матеріалів і останніх наших досліджень, формування електричних явищ в геосфері і їх вплив на ряд процесів є досить складною науковою проблемою. До основних проблемних питань належать багатофакторність природи самих струмів, їх зміна часто протікає в короткі проміжки часу із значеннями, інколи, у декілька порядків.

За останні роки дослідження факторів вологообміну в покривних відкладах ми наблизились до однієї із основних проблем – це встановлення фактів впливу електричних компенсаційних струмів в мікрогеодинамічних зонах на підвищений масообмін.

Матеріали, методи і район дослідження. Попередніми матеріалами даної роботи послужили дані аналізу опублікованих джерел.

І.М. Імянітов досліджуючи електричні явища в атмосфері у Головній геофізичній обсерваторії ім. А.І. Воєйкова [5] вважав, що електричні струми, які протікають в атмосфері, у великій мірі залежать від її іонізації, а основною причиною іонізації є радіоактивні й космічні випромінювання. Земля, атмосфера й вода, в тому числі і опади, містять радіоактивні речовини, які при розпаді іонізують повітряні аерозолі. Космічні промені й сонячна радіація пронизуючи атмосферу також іонізують її. Інтенсивність іонізації залежить від складу й кількості аерозолів і молекул води, величина яких із наближенням до земної поверхні збільшується.

Виникнення електричних струмів, що заставляють рухатися високорухомі складові геологічного середовища пов'язано ще з більш складною і різноманітною низкою факторів. В першу чергу це електричні збуджені потенціали, що виникають в результаті нерівномірної швидкості обертанням Землі навколо своєї осі, де одна і та ж ділянка літосфери протягом доби (місяця, року) зазнає дій припливних і відпливних деформацій, [5;6]. Електричні потенціали виникають також і між різними геологічними шарами під дією тектонічних рухів і гравітаційних сил, конвективних теплових різнофазових потоків. Широкий спектр електричних потенціалів формується на мікрорівні. Кожна елементарна частинка високо дисперсних порід в результаті не скомпенсованих зарядів має електричні заряди, які відіграють основну сорбційну їх функцію. Утворення дифузно-адсорбційного потенціалу в гірських породах обумовлено, в основному, наявністю подвійного електричного шару на поверхні розділу твердих мінеральних високодисперсних частинок і порових розчинів, які належать до слабо рухомої фази. Ефекти переміщення іонів і формування електричних потенціалів спостерігаються в капілярах порід [7]. Е.М. Сергєєв, досліджуючи властивості порід [8], відмічав, що в дисперсних породах рух води по порах протікає не тільки під впливом механічних сил, але і під впливом градієнтів електричних потенціалів, і що швидкість руху води під впливом електричних потенціалів можна визначити за формулою аналогічною закону Дарсі – $V=K_e$ grad ψ – за добутком коефіцієнту електроосмосу на градієнт електричного потенціалу.

Електроосмотичний рух води відбувається в разі активного руху іонів певного знаку, які захоплюють з собою молекули води. Оскільки в дифузних шарах частіше всього переважають катіони, то рух води відбувається в сторону катоду (електроду від'ємного знаку), або із поверхні землі, зарядженої позитивними зарядами, в глибокі горизонти, де переважають від'ємно заряджені іони. Роль електроосмосу в породах збільшується із збільшенням дисперсності порід, концентрації розчинених солей у порових розчинах, вологості і градієнту електричних потенціалів [7].

Електричний струм у порових розчинах переноситься іонами. А тому чим більша концентрація іонів, тим більша питома електропровідність розчинів. Число іонів в 1 $см^3$ залежить від концентрації розчинених речовин, величини зовнішнього збудження і від ступеня їх дисоціації. В тонкодисперсних породах при вологості приблизно 6% електропровідність близька до нуля. При збільшенні вологості електропровідність поступово підвищується. Таке підвищення досягає максимуму при збільшені вологості до рівня 60-80% [8] від величини повної вологоємкості. А при подальшому підвищені вологості електропровідність буде падати через зменшення концентрації іонів (щільності електроліту). Підвищення температури розчинів зменшує їх в'язкість і підвищує електропровідність, а при від'ємних температурах (замерзанні розчинів) різко збільшується їх опір і електропровідність зменшується.

На сьогоднішній день гідрофізики у зв'язку із складністю фіксації різного типу електричних потенціалів в атмосфері і літосфері не враховують їх при оцінці водообміну на різних рівнях. Хоча, як буде показано нижче, електричні і електромагнітні явища відіграють велику роль в масообміні указаних сфер.

Як бачимо природа електричних струмів і їх обмін в геосфері є багатофакторним явищем із дуже складними процесами, які потребують пояснень ще багатьох явищ і процесів. А тому, ми в даній роботі основну увагу будемо концентрувати на ефектах, які викликають електричні струми в гідрогеосфері. Велику кількість даних по вивченню факторів енергомасообміну ми отримали в результаті дослідження западинних морфоскульптур, в яких всі генетичні і динамічні показники виражені на значно вищому рівні (у декілька разів), ніж на фонових ділянках.

Дослідження характеру зміни електричних показників (напруженості, напруги і величини струму) проводились в межах западини полігону «Лютіж». Постійні пункти замірів вибрані із урахуванням даних будови западини і геофізичного зондування покривних відкладів [9].

В своїх дослідженнях величин електричного струму і напруги електричного струму ми використовували виготовлений нами екран (антену) із дюралевої пластини розміром 50 х 50 см, встановлений на фторопластових ізоляторах. В якості вимірювального приладу був використаний сертифікований мультиметр. Антена при вимірювані з'єднувалась із поверхнею землі через неполяризуючий електрод.

Для вимірювання напруженості електричного поля на рівні денної поверхні землі використовувався ротаційний флюксметр з плоскими елементами, принципова схема якого була розроблена І.М. Імянітовим [10], а сам прилад (електронна схема і датчик) був модернізований і виготовлений в ІГН Чурубровим М. С. У принциповій схемі вимірювання напруженості поля використаний генераторний метод періодичного екранування і перетворення постійного струму на змінний за допомогою модулятора (екранної пластини). Кількісна і якісна оцінка іонного середовища атмосфери проведена за допомогою електронного лічильника іонів МАС-01. Варіації магнітного поля вимірювались магнітометром ЛМІ-12 з автоматичним щосекундним записом величин.

Основні дані, що представлені в даній статті отримані в результаті стаціонарних (режимних) досліджень представлених факторів за період – 2005 - 2007рр. Для виявлення чітких ефектів впливу електричних струмів на переміщення вологи в зоні аерації в польових умовах проводилися детальні режимні (погодинні) заміри (в основному протягом доби - двох діб на тиждень) - 1) рівнів ґрунтових вод, 2) напруженості електромагнітного поля, 3) напруги електричного струму, 4) сили електричного струму (на границі атмосфера-літосфера і в породах зони аерації), 5) якісної і кількісної оцінки іонного середовища, 6) тиску порової вологи (за допомогою керамічних датчиків) на фоновій і аномальних ділянках, а також 7) атмосферного тиску, 8) вологості повітря, 9) температури у відкладах до глибини 2м, 10) вологості в породах зони аерації, 11) температури повітря, 12) магнітного поля, 13) характер погоди. Дана кількість показників була прийнята спеціально для встановлення основних і другорядних факторів впливу на водообмін. Такий підхід у плануванні польових досліджень базувався на попередньому аналізі факторів, що впливають на рух вологи в зоні аерації і на величини електричних і електромагнітних варіацій. До факторів електричної складової належать – сонячна радіація, електричні збуджені потенціали літосфери і електричні заряди збуджені рухом повітряних мас. Метеорологічні дані показують, що кожну зміну погодних умов супроводжують певні потоки повітряних мас, які приносять і певні електричні потенціали. Відомо, що в пограничній зоні двох повітряних мас із різними температурними показниками виникають електричні заряди (принцип термопари) величина яких прямо пов'язана із величиною різниці температур.

Результати та обговорення. В даній частині роботи ми показали результати експериментальних досліджень і зробили спробу оцінити роль електричних і електромагнітних явищ в атмосфері і літосфері у водообміні між цими сферами.

Для підтвердження гіпотези про вплив електромагнітних полів та електричних струмів на масообмін між атмосферою і літосферою в геодинамічних зонах ми провели ряд експериментальних досліджень по виявленню впливу електричних струмів (природних і штучних електричних варіацій) на величину перетоку вологи в зразках непорушеної структури. В гідрофізичній лабораторії виконана серія експериментальних дослідів на зразках непорушеної структури (монолітах), де проводилось спостереження за характером інфільтрації води при від'ємному тиску в нижній камері (на виході) 0,2 м водного стовпа (за методикою [11]) і при різних природних і штучних електричних режимах. Ці експерименти показали, що при природних електричних режимах протягом доби кількість інфільтрованої води постійно змінюється у досить великих межах. В денний час спостерігається синусоїдальне коливання з частотою приблизно 2 години, де в більшості випадків, виділяється два максимальних піки, у 12 і 14 годин (інколи проявляються підвищення інфільтрації о 10 і 16 годинах). Крім того, чітко виділяється денний і нічний режими – в більшості випадків у денний час інфільтрація вища, ніж у нічний час. Максимальні коливання протягом доби відмічалися у межах 1-8 мл/год, а мінімальні у межах 1-0 мл/год. Крім коливань протягом доби простежується і зміна добових величин інфільтрації води протягом місяця і року. Протягом місяця спостерігається частіше всього два піки підвищеної інфільтрації, приблизно на 15-20 %. Цікавою є зміна величини інфільтрації протягом року (рис. 1), де найменша інфільтрація відмічається зимою. У весняні місяці (з кінця лютого по квітень) інфільтрація збільшується також приблизно на 15-20% (від середньої річної). У травні - липні інфільтрація досягає максимуму – 7 мл/добу. У серпні інфільтрація поступово починає знижуватися із мінімальним зниженням у жовтні. Так, якщо середньорічна величина інфільтрації за 2005 р. склала 4,3 мл/добу, то мінімальні значення у жовтні – листопаді досягали 2,4 мл/добу. У листопаді-грудні інфільтрація поступово підвищувалася, а мінімальні добові значення інфільтрації було зафіксовано у січні 2006 р – 0,5 мл/добу.

В результаті досліджень отримано чітку залежність впливу як варіацій природних електричних струмів, так і штучних, на величину перетоку вологи. Із збільшенням електричних струмів кількість інфільтраційної води через зразок (моноліт) збільшувалась. Отримані результати об'єму інфільтраційної вологи синхронно співпадають із графіками варіацій природних електричних струмів. Заміри напруженості електромагнітного поля і величини електричного струму в межах геодинамічної зони на полігоні «Лютіж» показують, що в геодинамічних зонах величина компенсаційних струмів в періоди максимальної насиченості атмосфери іонами в декілька разів перевищує фонові значення.

Перші, чітко виражені ефекти електричних і гідрогеологічних показників в природних умовах були отримані 18-19 січня 2006 р. На ці дні припадає прихід сильного циклону під назвою «Кирило», який супроводжувався сильними поривами вітру - до 20 м/сек. Різко падав атмосферний тиск - з 1002 до 970 гПа за добу. Вночі 19.01 пройшов середньої інтенсивності дощ тривалістю біля 2,5 години (4,1 мм). Було відмічено три етапи підвищення напруженості електромагнітного поля. Перший - в середині дня 18. 01, другий – вечором цього дня, і третій – вранці 19. 01. Максимальні значення напруженості досягали 1000 в/м. Напруга і величина електричного струму (закономірно) підвищувались у денний час 18. 01. Напруга підвищувалася на 20 %, а сила струму на 50 %. Різкий стрибок напруги і сили струму відбувся після дощу – на 300% і 4000% відповідно. Таке підвищення електричного струму, на нашу думку, пов'язано із електричними потенціалами, принесеними краплями дощу, які отримали заряд у сильному електромагнітному полі. Атмосфера перед дощем мала високу щільність насиченості іонами. Як правило такої величини заряди дощові краплі приносять у літній період при високо зарядженій атмосфері. Найменші значення напруженості спостерігалися в центральній частині западини. Це свідчить про високий рівень розрядки електричних потенціалів в даній точці (це явище також характерне для літнього періоду). А тому, ймовірно є логічним те, що рівні ґрунтових вод в центральній частині западини піднялися за добу на 8 см, а на фоновій ділянці – біля 1 см.

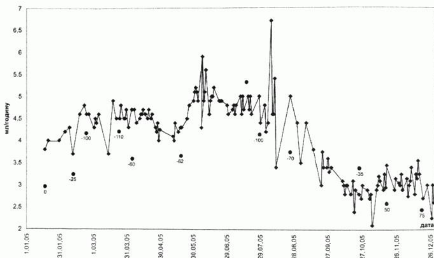


Рис. 1. Графіки зміни інфільтрації води в моноліті, відібраному із западинної морфоскульптури полігону «Лютіж», при постійному від'ємному тиску 0,2 м водного стовпа, температурі 20° (± 2°) на протязі 2005 р.
Цифрові позначки на графіку – величина природних значень напруги електричного струму (заміряних на полігоні)

Значні коливання РГВ у висхідному і низхідному напрямках спостерігаються в основному у аномальній зоні. За період останніх спостережень було встановлено, що на величину зміни РГВ в більшості випадків впливають величини електричних полів, а на напрямок переміщення РГВ впливають знаки переважаючих іонів. Так, під час переміщення теплого фронту, який приносить переважно іони із знаком + відбувається підняття РГВ, а холодні фронти із від'ємними зарядами впливають на зниження РГВ. На границі двох повітряних мас із різними тепловими значеннями виникають електричні поля (термоелектричні явища). В місцях проходження фронту – в зоні зіткнення різнотемпературних повітряних мас і утворення певних електричних зарядів, на земній поверхні формуються іони протилежні за знаком.

Ми вважаємо, що в даному випадку можлива взаємодія самого геологічного середовища, яке генерує свої електричні потенціали, із атмосферними електричними полями (особливо в аномальній зоні). На таку думку наштовхують дані високих значень напруженості електромагнітного поля в ці періоди (500 – 3000 в/м) і різке зниження його в аномальній зоні майже на порядок. Це показує, що в аномальній зоні відбувається активне переміщення атмосферних заряджених іонів у геологічне середовище, які в свою чергу збуджують (підсилюють) іонне середовище порід, в результаті чого відбувається перетікання цих зарядів у глибокі горизонти, що спричиняє переміщення певної кількості води в низхідному напрямку.

Розглянемо схему впливу іонів певного знаку на рух вологи в зоні аерації. На земній поверхні протягом більшої частини року переважають іони із позитивними зарядами, особливо в теплу пору року в періоди із високою вологістю. З глибиною в ґрунті кількість позитивних іонів зменшується, а від'ємних збільшується. При такому стані між поверхневими і глибокими шарами зони аерації формується різниця електричних потенціалів, в результаті чого виникає напруга і рух іонів у напрямку зарядів із від'ємним знаком. Електрокінетичні явища – електроосмосу і електрофорезу в дисперсних ґрунтах на сьогодні досліджені досить глибоко. Відомо, що рух води в ґрунтах під впливом постійного електричного струму має напрямок від аноду до катоду. У нашому випадку анодом служить поверхня ґрунтового покриву, а катодом – глибокі шари поверхневих відкладів. В результаті ми маємо загальну схему впливу електричних струмів в теплий період року у низхідному напрямку (рис.2). Але, електричні потенціали атмосфери змінюються в дуже широких межах, як по величині, так і за знаком. І в разі, коли з надходженням з певними повітряними масами переважно позитивних зарядів, вони підсилюють низхідне переміщення вологи і рівні ґрунтових вод піднімаються. А при надходженні від'ємних зарядів відбуваються зворотні процеси – волога зони аерації рухається в сторону поверхні і РГВ знижуються.

За весь 2007 р. таких періодів із чітко вираженими змінами погодних умов було біля 80, тобто – 40 із холодними повітряними масами і 40 із теплими. Максимальне підняття РГВ спостерігалося 19.01.07 до 14 см за двотижневий період. Така реакція зміни РГВ на зміну певних електричних потенціалів відбувається більш активно і чітко в аномальній зоні, тоді як у фоновій свердловині за даний період відбувалося зниження РГВ на 5 см. У свердловині фонової ділянки РГВ на зміну атмосферних фронтів реагують значно слабше (у 2-4 рази менше). Таку відмінність у величинах коливання РГВ в аномальній і фоновій свердловинах можна пояснити підвищеними: питомою активністю радону, вологістю, кількістю глинистих часток, заліза та ін. в активній зоні швидкої міграції по відношенню до фонової ділянки, що підсилює іонне її середовище і електричну проникність порід.

Про вплив електричних струмів на підвищений водообмін в зонах високої міграції свідчать і періодична поява депресивних воронок в центральній частині мікрогеодинамічної зони, величина яких у лютізькій западині досягає 20 см.

Розглянута роль електричного струму в геологічному середовищі ймовірно є причиною переміщення радіонуклідів чорнобильського походження на великих глибинах [4; 5] (до 100 і більше метрів). До речі, явища не прогнозованого аномально глибокого переміщення техногенних речовин зафіксовано в ряді країн. Цікавим моментом є характер руху радіонуклідів у зоні аерації западинної форми [9]. Дослідження особливостей динаміки радіонуклідів в аномальній зоні і на фоновій ділянці на полігонах Зони відчуження показують, що швидкість, кількість і глибина переміщення їх постійно змінюється протягом одного року і окремих років за післяаварійний час.

Результати досліджень ґрунтів в геодинамічних зонах за допомогою електронного мікроскопа і хімічного аналізу свідчать, що в них змінений хімічний і мінералогічний склад і структура ґрунту. Між окремими агрегатами змінюється (зменшується) міжагрегатна плазма, і виражена активна руйнація колоїдних плівок на високодисперсних елементарних частках. Крім того, ясно простежується ерозія поверхні самих піщаних часток.

Не менш цікавим фактом, який свідчить про специфічну роль електричних струмів є підвищена руйнація твердої фази порід, яка постійно приноситься у центральні частини западинних форм поверхневими водами. Ці явища звичайним вилуговуванням пояснити важко. Скоріше всього вони підсилені електрохімічними процесами. Більше того, нами встановлено факт підвищеного рівня розчинення в геодинамічних зонах кремнезему (в ґрунтових водах в межах мікрогеодинамічної зони встановлено підвищений вміст кремнезему), процес якого без впливу електрохімічних реакцій практично не можливий. А зменшення мінералізації порових розчинів у 10 і більше разів у так званих «вікнах» роздільних водотривких шарів глибоких горизонтів [12; 13], на нашу думку, теж можливо пов'язано із дією електричних струмів.

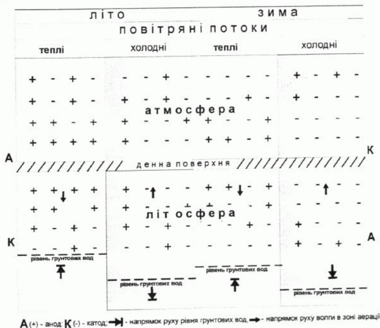


Рис. 2. Принципова схема формування іонного середовища різнотемпературними повітряними масами в атмосфері і літосфері і його вплив на рух вологи в зоні аерації і зміну рівнів ґрунтових вод

Виходячи із загальної картини електричних складових (напруженості, напруги, величини струму і іонного середовища) можна сформувати загальну логічну схему взаємодії цих складових. Напруженість електромагнітного поля різного походження і різної інтенсивності постійно формує іонне середовище з певним електричним зарядом в приземному шарі атмосфери. Протилежним за енергетичним знаком, або відмінним за величиною заряду цьому середовищу є геологічне середовище, яке також генерує електричні поля, іонні і електронні збуджені потенціали. І між атмосферою і літосферою постійно проходить обмін енергією цих потенціалів, який виражений напругою і величиною електричного струму. На підставі визначених фактичних даних - замірів напруженості, напруги і величини електричного струму було встановлено ряд закономірностей. Електричні струми, які виникають на границі між атмосферою і літосферою є по суті компенсацією різних за знаками, або величиною зарядів, одні із яких, виникають в атмосфері, а інші, в літосфері. Величина цих зарядів може змінюватися в великих межах і в часі від кількох секунд до кількох діб, в залежності від певних умов.

Аналіз даних детальних спостережень із листопада 2006 р. по серпень 2007 р. показує тісний зв'язок руху вологи в зоні аерації (на підставі оцінки коливання рівнів грунтових вод) із зміною основних компонентів клімату (температури, вологості, іонного середовища, статичних електричних полів), у відповідності із сезонною зміною кліматичних умов в результаті чого виділені сезонні режими впливу електричних і температурних енергій на зміну РГВ.

Висновки. Експериментальні дані дослідження свідчать, що: 1) Електричні струми, напруга і напруженість поля більш сильно виражені в межах аномальних зон ніж на фонових ділянках. Про вплив електричних струмів у мікрогеодинамічних зонах на аномально високий масообмін свідчать, в першу чергу, дані високих струмів в їх межах; 2) встановлено, що у більшості випадків на значні коливання рівнів грунтових вод в аномальній зоні у висхідному і низхідному напрямках впливають електричні потенціали (іони), які формуються на границі різнотемпературних повітряних мас (при зміні погодних умов) та ін. 3) серйозним підтвердженням висунутої тези є певна синхронність у зміні електричних струмів, заміряних на полігоні, і величин інфільтрації, зафіксованих в лабораторних умовах; 4) суттєвим підтвердженням гіпотези про особливу геологічну дію електричних струмів є порушення структурних зв'язків в елементарних частинках у межах мікрогеодинамічних зон (визначених електронним мікроскопом), руйнація і винесення за межі западинних морфоскульптур твердої фази порід, особливо кремнезему; 5) загальна мінералізація першого водоносного горизонту в центральній частині западинної форми у 2-4 разів нижча ніж на фоновій ділянці; 6) в аномальній зоні постійно (в залежності від певних умов) формуються депресивні воронки і купола розтікання.

Водні розчини в геологічному середовищі досить чутливі до зміни електромагнітних полів і електричних потенціалів. Ритми електричного поля, що формуються під впливом сонячної радіації відіграють значну роль у геологічних процесах. Вирішення даної наукової проблеми дасть можливість вирішувати ряд актуальних на сьогодні практичних задач, які відносяться до екології, гідрогеології, інженерної геології, геоморфології, ґрунтознавства, кліматології, біології, тощо. Дослідження електромагнітних явищ в атмосфері і літосфері розширюють пізнання природи електричних сил, які взаємодіють з гравітаційними, тепловими, магнітними і керують усіма процесами в геосфері.

1. Куликов К.А. *Вращение Земли. – М. Недра, 1985. – 159 с.* 2. Чернявский Е.А. *Электрическая буря. Бюл. САГУ, 1925, №10. С. 157-162.* 3. Бончковский В.Ф. *Изменение градиента электрического потенциала атмосферы как один из предвестников землетрясений., Тр.Геофиз. ин-та АН СССР, М., Из-во АН СССР , 1954 , №25 (152). С. 192-206.* 4. Баласанян С.Ю. *Динамическая геоэлектрика. Новосибирск, «Наука» Сибирское отделение. 1990, 231 с.* 5. Имянитов И.М. *Электрические поля в свободной атмосфере. Труды ГГО, вып. 35 (97), Из-во АН СССР, Л 1952.* 6. Слензак О.И. *Происхождение и поведение природных и техногенных возбужденных электронных состояний (ВЕЗ) атомов. // Международная конференция "Глубинное состояние литосферы и нетрадиционное использование недр Земли". – Киев, 1996г. С. 265-266.* 7. Чаповский Е.Г. *Инженерная геология. М., «Высшая школа». 1975, 296 с.* 8. *Грунтоведение. Под ред.* Е.М. Сергеева. *Изд. Москв. ун-та., 1971, 595 с.* 9. Бублясь В.Н., Шестопалов В.М. *Аномальные зоны и их роль в перераспределении радионуклидов из поверхности почв в подземные воды. Монография. Водообмен в гидрогеологических структурах и чернобыльская катастрофа. Ч. 1, Распространение чернобыльских радионуклидов в гидрогеологических структурах. Киев, 2001. С. 251-356* 10. Имянитов И.М. *Приборы и методы для изучения электричества атмосферы. М.- Л., ГТТИ, 1957. 483 с.* 11. Дзекунов Н.Е., Жернов И.Е., Файбишенко Б.А. *Термодинамические методы изучения водного режима зоны аэрации. М., Недра, 1987, 177 с.* 12. *Водообмен в гидрогеологических структурах Украины. // Водообмен в естественных условиях. Под ред. Шестопалова В.М., "Наук. думка". Киев., 1989, 285 с.* 13. Бабинец А.Е. Радько Н.И. *Особенности состава поровых растворов из осадочных пород различных геоструктурных районов УССР. // Материалы Всесоюз. конф. "Влияние поровых вод на физико-механические свойства пород". Киев: "Наук. думка". 1974. С. 7-16.*

Надійшла до редколегії 03.03.08.

УДК 550.424.4

**В. Долін, д-р геол. наук, О. Пушкарьов, канд. геол.-мін. наук, О. Іщук, ст. наук. співроб.,
О. Дікарєв, мол. наук. співроб., Д. Стеценко, асп., В. Бобков, канд. хім. наук**

ЗАКОНОМІРНОСТІ ПОШИРЕННЯ ТРИТІЄВОГО ЗАБРУДНЕННЯ У ПІДЗЕМНИХ ВОДАХ ЗОНИ ВПЛИВУ СХОВИЩА РАДІОАКТИВНИХ ВІДХОДІВ

Засобами ГІС розраховано параметри динаміки радіогідрогеохімічної аномалії тритію у верхньочетвертинному водоносному горизонті в зоні впливу Київського сховища радіоактивних відходів. Вихід геоінфільтраційного потоку підземних вод з концентрацією тритію вище допустимої в зону розгрузки може відбутися через 6 - 10 років. Аналіз міжнародного досвіду вивчення радіобіологічних властивостей тритію свідчить про необхідність нагального перегляду тритієвих нормативів в Україні.

Parameters of radiohydrogeochemical anomaly dynamics of Top-Quaternary waterproof horizon contamination with Tritium within zone of impact of Kyiv radioactive waste facility have been determined using GIS instruments. The front of highly contaminated underground water infiltration flux will reach discharge zone during nearest 6-10 years. Analysis of international experience in Tritium Radiobiology testifies to urgent need of revision of Ukrainian Tritium standards.

Вступ. Тритій є одним з найбільш поширених легких радіоактивних ізотопів. Природний тритій утворюється у верхніх шарах атмосфери під дією космічних променів у кількості $3{,}6\times10^{16}$ Бк×рік$^{-1}$ в кожній півкулі. Загальна кількість природного тритію в біосфері з урахуванням розпаду становить $1{,}3\times10^{18}$ Бк.

Основним джерелом техногенного тритію стали ядерні випробування у другій половині минулого століття. Протягом 1947-1979 рр. у біосферу надійшло близько $2{,}4\times10^{20}$ Бк ^3H, що майже в 200 разів перевищує вміст природного. Більша частина його з тих пір розпалася, проте близько 2×10^{19} Бк лишилося у навколишньому середовищі і головним чином розчинено в океані. Сучасні джерела техногенного тритію передусім визначаються розвитком ядерної енергетики; його викиди в навколишнє середовище відбуваються як в процесі штатної експлуатації реакторів, так і внаслідок переробки ядерного палива.

Складування та зберігання тритієвих відходів здійснюється у спеціально обладнаних приповерхневих сховищах. Наявність в Україні 5 АЕС і 5 регіональних сховищ радіоактивних відходів, які є потенційними джерелами тритієвого забруднення біосфери, визначають високу актуальність проблеми біогенної міграції тритію у трофічні ланцюги та надійної ізоляції тритієвих відходів. Запаси тритію у сховищах спецкомбінатів перевищують $1{,}5\times10^{16}$ Бк, основна частина яких зберігається на Київському і Харківському спецкомбінатах. Ці сховища, збудовані на початку 60-х років з проектним запасом міцності 30 років, на даний час частково втратили герметичність та в умовах обводнення з потенційного джерела тритієвого забруднення перетворилися у реальне. На Київському та Харківському МСК зафіксовано радіаційні аварії, що призвело до забруднення горизонту підземних вод до рівня 10^7 Бк×дм$^{-3}$.

Характеристика геологічного середовища в зоні розташування Київського міжобласного спецкомбінату (КДМСК).

Територія сховища та його санітарно-захисна зона загальною площею 160,2 га розташовані в центральній частині землекористування КСП «Хотівський» в південно-східному напрямку від м. Києва. З західного боку санітарно-захисної зони розташовано с. Хотів та землі Хотівського лісництва, з північної – землі КСП та Київської міськради, зі східного та південного – с. Пирогів та землі КСП. Під'їзд з боку Києва здійснюється через с. Пирогів асфальтованою дорогою.

КДМСК, розташований в 2 км від центру с. Пирогів Харківського району м. Києва, побудовано та введено в експлуатацію в 1962 р. Санітарно-захисна зона (СЗЗ) встановлена в 1990 р. радіусом 500 м від сховищ ПЗРВ. До СЗЗ входять майданчик ПЗРВ площею 9,4 га, ліс – 57,1 га, ягідники, сінокоси та пасовища – 9,8 га. Решта 83,9 га СЗЗ для господарської діяльності непридатна, господарська діяльність в межах СЗЗ заборонена.

Територія СЗЗ КДМСК відноситься до лісостепової зони правобережної частини Придніпровської височини. В геоморфологічному відношенні місцевість розташована в межах ерозійно-акумулятивної лесової рівнини (Київське плато). Рельєф поверхні хвилястий, розчленований короткими і широкими балками, схили яких задерновані і заліснені. Уклони рельєфу на більшій частині території становлять 5-15 °. Для місцевості характерна площинна ерозія, у зв'язку з чим на західній окраїні СЗЗ схили балок місцями порізані ярами. Швидкість зростання ярів не перевищує 3 м на рік. Абсолютні відмітки поверхні землі становлять 160-170 м на вододільних схилах та 99-110 м по днищам балок. Безпосередньо майданчик КДМСК розташовано на куполовидному піднятті рельєфу з абсолютними відмітками до 170 м.

На відстані 250-300 м в північному напрямку вздовж проммайданчика КДМСК протікає струмок Віта, що впадає в однойменну річку, яка є притокою Дніпра. Відстань до долини р. Дніпро становить 1,6 км. Швидкість течії в струмку становить 0,1 $м \times с^{-1}$. Ширина заплави струмка в межах СЗЗ становить 80-160 м. Заплава частково заболочена, характерна рослинність – комиш, осока. Рослинність незаболочених ділянок заплави представлена лучними травами. Площа водозбору в межах СЗЗ становить 445,4 га. Середньорічний поверхневий стік з 1 га площі становить 1310 $м^3$.

В геоструктурному відношенні район розміщений на північно-східному схилі Українського кристалічного щита. В будові приймають участь сучасні елювіально-делювіальні ґрунтові відклади (edIV), четвертинні алювіальні (aIIV) та верхньочетвертинні еолово-делювіальні (vdIII) утворення, відклади полтавської свити середнього міоцену (N_1pl), київської (Pg_2kv) і бучацької ($Pg_2bč$) свит еоцену.

Відклади бучацької свити середнього еоцену представлені алевритами (супісками), щільними, зеленувато-сірими, пилуватими пісками потужністю 15 і більше метрів. Вище залягає досить потужний (до 30 м) шар мергельних глин київської свити. В долині струмка поверхня цих відкладів знаходиться на глибині 17-20 м, на схилах плато глибина залягання збільшується.

Відклади полтавської свити середнього міоцену, що перекривають мергельні глини київської свити представлено шаром пилуватих та дрібнозернистих пісків мають невитриману потужність (1-9 м і більше). В долинах р. Дніпро, струмка Віта, а також на ділянці сховищ твердих радіоактивних відходів на майданчику ПЗРВ вони виклинюються і тут, на породах київської свити верхнього еоцену, залягають верхньочетвертинні відклади.

Вище, в межах лесової рівнини, повсюдно під грунтово-рослинним шаром розповсюджені верхньочетвертинні еолово-делювіальні відклади, представлені у верхній частині товщі палево-жовтими лесами і супісками потужністю від 8 до 19 м. Нижче їх змінюють піски пилуваті, що місцями перешаровуються супісками, загальною потужністю 2-8 м.

Алювіальні відклади в долинах рік представлені нерозчленованими сучасно-середньочетвертинними пісками у верхній частині з прошарками глинистих ґрунтів, а в долині струмка Віта складені сучасними четвертинними глинистими ґрунтами з прошарками піску, загальною потужністю до 5 м.

В районі розташування ПЗРВ КДМСК на досліджувану глибину поширені такі водоносні горизонти:

- водоносний горизонт четвертинних алювіальних відкладів (aIIV);
- водоносний горизонт верхньочетвертинних еолово-делювіальних відкладів (vdIII);
- водоносний горизонт відкладів полтавської свити середнього міоцену (N_1pl);
- водоносний горизонт відкладів верхньої частини київської свити верхнього еоцену (Pg_2kv);
- водоносний горизонт відкладів бучацької свити середнього еоцену ($Pg_2bč$).

Водоносний горизонт четвертинних алювіальних відкладів приурочений до долин р. Дніпро і струмка Віта. Водовміщуючі породи – піски з прошарками глинистих ґрунтів. Горизонт безнапірний, гідравлічно зв'язаний з водами рік. Живлення здійснюється, в основному, за рахунок інфільтрації атмосферних опадів, а також підживлення водами інших горизонтів, що виклинюються в бортах долин і дренуються ріками і струмками. Горизонт не захищений від поверхневого забруднення.

Водоносний горизонт верхньочетвертинних еолово-делювіальних відкладів не має повсюдного поширення. Водовміщуючими є піски і супіски. Площа поширення і глибина залягання можуть змінюватися в залежності від кількості атмосферних опадів, що є основним джерелом живлення водоносного горизонту. Горизонт безнапірний.

Водоносний горизонт відкладів полтавської свити середнього міоцену приурочений до пісків. Глибина залягання поверхні водоносного горизонту 13-16 м, потужність 6-7 м. Живлення здійснюється за рахунок інфільтрації атмосферних опадів. Сезонні коливання рівнів ґрунтових вод 1,0 м. Води практично безнапірні. Дебіт колодязів не перевищує 0,1 л/с, оскільки горизонт частково дренований байраково-балковою сіткою. Водоносний горизонт виклинюється в долинах рік.

Водоносний горизонт у верхній частині відкладів київської свити верхнього еоцену приурочений до тонких прошарків піску в суглинку, його поширення обмежене. Горизонт малопотужний, безнапірний.

В зв'язку з відсутністю розділювального шару між горизонтом верхньочетвертинних відкладів, полтавським водоносним горизонтом і горизонтом верхньої частини київської свити вони утворюють єдиний водоносний комплекс (верхньочетвертинний – верхньоеоценовий). Комплекс умовно захищений від поверхневого забруднення і тому обмежений для побутового використання.

Водоносний горизонт бучацьких відкладів замкнутий у пилуватих пісках і супісках. Глибина залягання горизонту від 15 до 60 м в долині р. Дніпро. Води напірні, величина напору складає 6-10 м. П'єзометричні рівні установлюються на абсолютних відмітках 94-95 м. Живлення горизонту відбувається за рахунок перетікання води із водоносних горизонтів, що лежать вище, а також в долині р. Дніпро за рахунок інфільтрації атмосферних опадів.

Розділювальним водотривким шаром між верхньочетвертинно-верхньоеоценовим водоносним комплексом і бучацьким водоносним горизонтом є товща київських мергелистих глин, за винятком долини р. Дніпро, де ці глини розмиті і тому бучацький горизонт тут не захищений від поверхневого забруднення на відміну від водороздільних і схилових областей.

Бучацький горизонт є основним для централізованого водопостачання.

Ґрунтовий покрив земель території розміщення ПЗРВ і санітарно-захисної зони представлений переважно ґрунтами опідзоленого типу, формування яких відбувалося на лесових відкладах. Ґрунти, сформовані на лесах, мають добру капілярність. Характерною особливістю лесів є відносно високий вміст в них карбонатів кальцію.

Алювіально-делювіальні відклади утворюють ґрунти в днищах балок і в місцях постійних водотоків, вони складені з наносів ґрунту, що змиваються з прилеглих схилів. Байраково-балкова система добре дренує територію, утворюючи глибокі місцеві ділянки ерозії. Байраки і балки прорізають четвертинні, а місцями і третинні відклади.

Тритієве забруднення верхньочетвертинного водоносного горизонту. На Київському ДМСК УкрДО "РАДОН" значну увагу приділяють моніторингу тритію, який входить до складу води, і таким чином може відображати ступінь радіоекологічного впливу сховищ радіоактивних відходів (РАВ) на навколишнє середовище, а також внаслідок того, що саме тритій утворює найбільший внесок у сумарну величину радіоактивності РАВ, накопичених у сховищах. Загальна активність завантажених у сховища тритієвих відходів становила $5{,}4\times10^{15}$ Бк, що в розрахунку на 01.01.06 становить 4.57×10^{15} Бк.

Проектний термін експлуатації сховищ Київського ДМСК УкрДО «Радон», розрахований на 30 років, вийшов на початку 90-х років. Подальша експлуатація призвела до часткової розгерметизації сховищ та утворення гідрогеофільтраційного потоку забрудненої тритієм води. При проведенні радіогідрогеологічного моніторингу фахівцями Київського ДМСК УкрДО «Радон» в 1993 році була виявлена радіогідрогеохімічна аномалія у верхньочетвертинному-верхньоеоценовому водоносному комплексі (edIII - N_1pl) під сховищами твердих РАВ (рис. 1а) з активністю тритію, що багатократно перевищує рівень $ДК_{В}^{ingest}$, який, згідно [1], становить 30000 Бк×дм$^{-3}$.

Згідно даних, отриманих при бурінні контрольно-спостережних свердловин на території ПЗРВ поверхня водотривкого горизонту під сховищами РАВ має незначне куполовидне підняття з перважним нахилом в бік струмка, що забезпечує слабонапірний водотік у верхньочетвертинному водоносному горизонті та його розвантаження в праворму борту долини і далі в ручай. Відстань від проекції сховищ на рівень водотривкого горизонту до найближчого місця розвантаження становить близько 300 м.

Визначення динаміки поширення тритію в зоні аерації (ЗА) та ґрунтових водоносних горизонтах (ГрВГ), а також його накопичення в ґрунтовому міграційному просторі має першочергове значення для оцінки захисної здатності геологічного середовища та ступеня радіоекологічного впливу КДМСК на прилеглі території. Вихідними даними для проведення такого аналізу послужили середньорічні величини питомої активності нукліда у водоносному горизонті, отримані службою радіаційної безпеки КДМСК за 1993-2006 рр. при моніторингу вмісту тритію у воді 24 спостережних свердловин, розташованих у межах проммайданчика ПЗРВ.

Довготривале функціонування гідрогеофільтраційного потоку тритію у системі «ЗА – ГрВГ» обумовило його виявлення на відстанях, що значно перевищують планові розміри ємностей і навіть території ПЗРВ. Аналіз даних радіогідрогеохімічного моніторингу за період 1993 – 2006 років дав можливість окреслити певну структуру та динаміку поширення тритію в ГрВГ. Слід відзначити, що за час моніторингу спостерігалося стійке підвищення концентрації тритію у воді більшості свердловин.

У загальній структурі гідрогеофільтраційного потоку тритію, яка значною мірою визначається структурою поверхні водотривкого горизонту простежується 2 головні напрямки – на північний схід і південний захід, а також, незначною мірою, – в східному напрямку. Співставлення планових розмірів радіогідрогеохімічних аномалій визначених для різних років моніторингу дає можливість зробити однозначний висновок про стійку динаміку збільшення інфільтраційного потоку тритію із сховищ РАВ. Про це свідчить також структура приросту вмісту тритію в ГрВГ з 1993 по 2006 роки. Наразі фронт аномалії у контурі $ДК_{В}^{ingest}$ вже вийшов за межі проммайданчика КДМСК та поширюється у північно-західному та південно-східному напрямках в бік зони розгрузки (рис. 1б).

Згідно даних, отриманих при бурінні контрольно-спостережних свердловин на території ПЗРВ поверхня водотривкого горизонту під сховищами РАВ має незначне куполовидне підняття з перважним нахилом в бік струмка, що забезпечує слабонапірний водотік у верхньочетвертинному водоносному горизонті та його розвантаження в праворму борту долини і далі в ручай. Відстань від проекції сховищ на рівень водотривкого горизонту до найближчого місця розвантаження становить близько 300 м.

Визначення динаміки поширення тритію в зоні аерації (ЗА) та ґрунтових водоносних горизонтах (ГрВГ), а також його накопичення в ґрунтовому міграційному просторі має першочергове значення для оцінки захисної здатності геологічного середовища та ступеня радіоекологічного впливу КДМСК на прилеглі території. Вихідними даними для проведення такого аналізу послужили середньорічні величини питомої активності нукліда у водоносному горизонті, отримані службою радіаційної безпеки КДМСК за 1993-2006 рр. при моніторингу вмісту тритію у воді 24 спостережних свердловин, розташованих у межах проммайданчика ПЗРВ.

Довготривале функціонування гідрогеофільтраційного потоку тритію у системі «ЗА – ГрВГ» обумовило його виявлення на відстанях, що значно перевищують планові розміри ємностей і навіть території ПЗРВ. Аналіз даних радіогідрогеохімічного моніторингу за період 1993 – 2006 років дав можливість окреслити певну структуру та динаміку поширення тритію в ГрВГ. Слід відзначити, що за час моніторингу спостерігалося стійке підвищення концентрації тритію у воді більшості свердловин.

У загальній структурі гідрогеофільтраційного потоку тритію, яка значною мірою визначається структурою поверхні водотривкого горизонту простежується 2 головні напрямки – на північний схід і південний захід, а також, незнач-

ною мірою, – в східному напрямку. Співставлення планових розмірів радіогідрогеохімічних аномалій визначених для різних років моніторингу дає можливість зробити однозначний висновок про стійку динаміку збільшення інфільтраційного потоку тритію із сховищ РАВ. Про це свідчить також структура приросту вмісту тритію в ГрВГ з 1993 по 2006 роки. Наразі фронт аномалії у контурі $ДК_{В}^{ingest}$ вже вийшов за межі проммайданчика КДМСК та поширюється у північно-західному та південно-східному напрямках в бік зони розгрузки (рис. 1б).

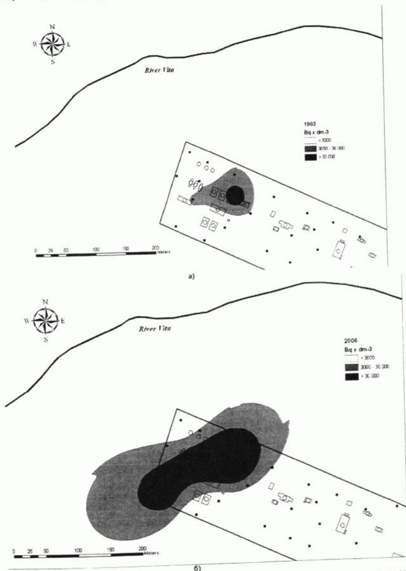


Рис. 1. Гідрогеохімічна аномалія тритієвого забруднення підземних вод: а – станом на 01.01.1994 р., б – 01.01.2007; точками показано розташування спостережних свердловин

Закономірності просторового поширення тритієвого забруднення геоінфльтраційним шляхом у водоносному горизонті СЗЗ, враховуючи особливості геологічної будови місця розташування сховищ ПЗРВ, з високою достовірністю ($R^2 > 0.9$) апроксимуються лінійними залежностями (рис. 2):

$$S = 791t - 1343\,, \qquad (1)$$

$$l = 13.3t + 8.01\,, \qquad (2)$$

де S – площа аномалії, м^2, l – довжина аномалії найбільшого перетину з північного заходу на південний схід (див. рис. 1б), м, t – час, роки.

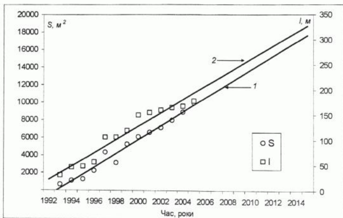


Рис. 2. Поширення радіогідрогеохімічної аномалії тритієвого забруднення підземних вод:
***1* – площа аномалії *S* (по лівій осі); *2* – довжина аномалії *l* з північного заходу на південний схід (по правій осі).**

За цими рівняннями неважко розрахувати, що активне надходження тритію у геологічне середовище унаслідок розгерметизації сховищ радіоактивних відходів та проникнення атмосферних опадів у тіло захоронення, почалося в період 1990-1992 рр. Станом на початок 2007 р. площа аномалії поширення тритієвого забруднення ґрунтового водоносного горизонту понад 30 000 Бк×дм$^{-3}$ становить близько 10 000 м^2. Враховуючи, що середня потужність водоносного горизонту дорівнює 6 м, розрахований загальний об'єм підземних вод, забруднених вище значень $ДК_{\text{В}}^{\text{ingest}}$ становить наразі близько 60 000 м^3.

За результатами ГІС-аналізу середньорічних даних радіогідрогеологічного моніторингу виявилось можливим дати прогноз розвитку структури геоінфільтраційного потоку тритію в ГрВГ. Прогнозна оцінка розширення площі та довжини аномалії свідчить про можливість виходу геоінфільтраційного потоку НТО з концентрацією тритію вище 30000 Бк×дм$^{-3}$ в зону розгрузки на відстань 300 м у ручай Віта (який є притокою р. Дніпро) через 6 - 10 років. При цьому очікується, що площа аномалії може зрости до 18 000 м^2. Прогнозоване зростання об'єму забруднених підземних вод становить близько 5000 м^3 щорічно.

Значний інтерес викликає факт наявності поряд зі зонами активного приросту концентрацій тритію у підземних водах, ореолів, де концентрації тритію у підземних водах не підвищуються (рис. 3). Наявність зон самоочищення підземного водоносного горизонту, певне, пов'язана з його будовою, характером інфільтраційного потоку радіоактивно забрудненої води та режимом руху підземних вод з фоновою концентрацією тритію.

Тритієві нормативи. Значний вміст природного тритію в біосфері, низька енергія β-випромінювання зумовили уведення високих нормативів тритієвого забруднення джерел водопостачання та питної води. Ще два десятиліття тому в Канаді діяв норматив, близький до сучасного українського – 40 000 Бк×дм$^{-3}$. Проте низькою досліджень було показано, що біологічна дія тритію досі недооцінювалася. У разі заміщення атому протію на тритій під дією β-випромінювання в молекулах амінокислот розриваються водневі зв'язки, що веде до зміни просторової орієнтації таких складних молекул, як білки та ДНК. Крім того, при розпаді тритію утворюється ^{3}Не, що веде до трансформації амінокислоти в окси-мутагенну форму. Нашими дослідженнями показана також наявність прямого зв'язку між вмістом органічно зв'язаного тритію у тканинах водних рослин та тритієвого забруднення середовища їх існування, що визначає небезпеку надходження мутагенних форм незамінних амінокислот у трофічні ланцюги.

Результати радіобіологічних досліджень зініціювали перегляд тритієвих нормативів у бік зменшення на декілька порядків. Найнижчим наразі є норматив штатів Каліфорнія і Колорадо (США) (табл. 1), який базується на стратегії «один на мільйон» смертельний випадок захворювання раком, передбаченої «Глобальним законом про навколишнє середовище, компенсацію та відповідальність» (CERCLA). Канадські нормативи спершу було зменшено в 10 разів, проте розвиток ядерної енергетики, зокрема, встановлення реакторів CANDU, необхідність суттєвих змін у системах очищення викидів і скидів атомних електростанцій, зумовили збільшення федерального ліміту до 7000 Бк×дм$^{-3}$. Цей норматив відповідає ризику 350 летальних випадків захворювання раком на один мільйон населення. Сучасний український норматив – у 300 разів більший за рекомендований директивою ЄС [2], - є найвищим у світі та відповідає щонайменше 1500 летальних випадків захворювання раком на один мільйон населення. Враховуючи перспективи інтеграції України до Європейського Союзу очевидна нагальна необхідність перегляду діючих наразі нормативів.

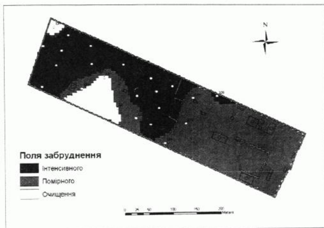


Рис. 3. Зони тритієвого забруднення підземних вод в межах проммайданчика КДМСК: інтенсивного - приріст концентрацій тритію у воді спостережних свердловин в період 1993-2007 рр. понад 1000 Бк×дм$^{-3}$, місцями – понад 10 000; помірного – в межах 0 – 1000; очищення – суттєве зниження тритієвого забруднення підземних вод.

Таблиця 1. **Допустимі концентрації тритію у питній воді у різних країнах світу**

Країна	Норматив, Бк×дм$^{-3}$
Канада	7000
Європейський Союз	100
Сполучені Штати Америки	740
Рекомендовані Консультаційним комітетом Канади щодо стандартів навколишнього середовища (наразі не діють)	100
США – штат Колорадо	18
США – штат Каліфорнія	15
Україна	30000

Висновки. КДМСК УДО «Радон» являє собою об'єкт підвищеної небезпеки щодо тритієвого забруднення навколишнього середовища м. Києва. Головну небезпеку являє поширення радіогідрогеохімічної аномалії забруднення підземних вод унаслідок протікання з аварійних сховищ. При збереженні сучасних темпів розвитку аномалії протягом 6-10 років фронт забруднення підземного водоносного горизонту вище 30 000 Бк×дм$^{-3}$ може вийти на рівень поверхневих вод р. Віта, яка є притокою Дніпра.

Наразі об'єм підземних вод, забруднених понад величину $ДК_{B}^{ingest}$ становить близько 60 000 м^3. Прогнозоване зростання об'єму забруднених підземних вод становить близько 5000 м^3 щорічно. Особливості геологічної будови та характеру живлення Дніпровсько-Донецького артезіанського басейну свідчать про наявність зв'язку між поверхневими водами та підземними водоносними горизонтами різних рівнів, що визначає небезпеку тритієвого забруднення поверхневих та підземних вод господарсько-питного та культурно-побутового призначення і рибогосподарських водойм.

Згідно розділу 7 НРБУ-97 [1] сучасний стан екологічної безпеки КДМСК УДО «Радон» може бути оцінений як **рання (гостра) фаза локальної комунальної радіаційної аварії другої групи** (підгрупа (в) – «радіаційні аварії… на пунктах поховання радіоактивних відходів, де можливі аварійні газоаерозольні викиди та/або скиди радіонуклідів в навколишнє середовище»).

Аналіз радіобіологічних властивостей тритію та міжнародних нормативів свідчить про недооцінювання тритієвої небезпеки в Україні. Наразі діючий норматив відповідає ризику щонайменше 1500 летальних випадків захворювання раком на один мільйон населення. Існує нагальна необхідність приведення тритієвих нормативів до Європейського рівня, визначена низкою екологічних та політичних чинників.

1. Норми радіаційної безпеки України (НРБУ-97): Державні гігієнічні нормативи. – К., 1997. 2. A Standard for Tritium: A Recommendation to the Minister of the Environment and Energy Advisory Committee on Environmental Standards: ACES Report 94-01. – Canada, 1994. –ISBN: 0-7778-2979-7. 3. Council Directive 98/83/EC of 3 November 1998 on the quality of water intended for human consumption / Official Journal of the European Communities. – 5.12.98. – P. L 330/52 - L 330/54. 4. National Interim Primary Drinking Water Regulations (NIPDWR) / Official US publication, 1976. 5. Tritium Hazard Report:Pollution and Radiation Risk from Canadian Nuclear Facilities / By Dr. Ian Fairlie (June 2007) p. 18-19. 6. Tritium in Drinking Water California Public Health Goal. - Office of Environmental Health Hazard Assessment California Environmental Protection Agency, 2006. – 36 p.

Надійшла до редколегії 28.02.08.

Повідомлення про помилку

У випуску 42 на стор.4 та на стор. 100 пропущене прізвище автора.

Слід читати: **Лазаренко М.А., Герасименко О.А., Остапчук Н.М.**

Наукове видання

ВІСНИК

КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

ГЕОЛОГІЯ

Випуск 44

За авторською редакцією

Виконавці оригінал-макету І. Цюпа, К. Бондар

Друк: Видавництво географічної літератури «Обрії»
Свідоцтво ДК 23 від 30 березня 2000 р.
Київ, вул. Метрологічна, 14б, оф. 3
Зам. № 01-21 Підписано до друку 05.05.08.
Формат 60х84/8. Гарнітура Arial. Папір офсетний.
Друк офсетний. Ум. друк. арк. 12. Наклад 500